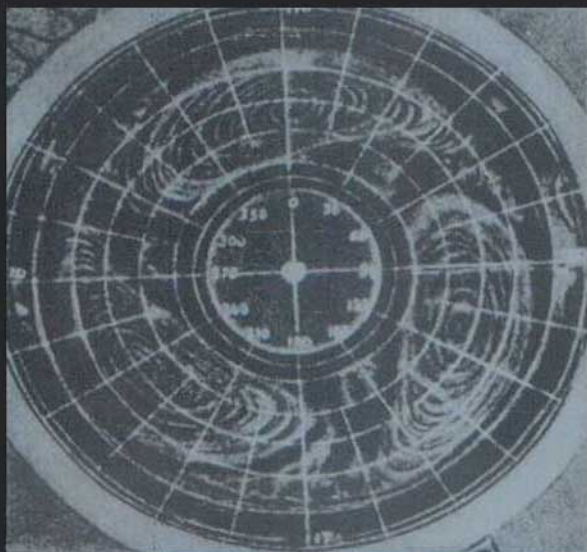

FISICA

AL ALCANCE DE TODOS

ONDAS EN NUESTRO ALREDEDOR

B. Kádomtsev
V. Rydник



EDITORIAL MIR MOSCU

FISICA

AL ALCANCE DE TODOS

FISICA AL ALCANCE DE TODOS

Б. Б. Кадомцев, В. И. Рыдник

**ВОЛНЫ
ВОКРУГ
НАС**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ЗНАНИЕ»

FISICA AL ALCANCE DE TODOS

ONDAS

EN NUESTRO

ALREDEDOR

B. Kádomtsev, V. Rydrik

*Traducido del ruso por el ingeniero
Tomás David Sagués*

EDITORIAL MIR MOSCU



Impreso en la URSS. 1984

На испанском языке

© Издательство «Знание», 1981 г.

© Traducción al español. Editorial Mir. 1984

INDICE

EN CALIDAD DE PREFACIO	6
INTRODUCCIÓN	9
Capítulo primero	
OLAS SOBRE EL AGUA	24
Capítulo segundo	
ONDAS LARGAS	47
Capítulo tercero	
EL VIENTO Y LAS OLAS	69
Capítulo cuarto	
LAS OLAS Y EL LITORAL	97
Capítulo quinto	
EMBARCACIONES Y OLAS	112
Capítulo sexto	
ONDAS EN LA ARENA	130
Capítulo séptimo	
ONDAS SINGULARES	148

EN CALIDAD DE PREFACIO

Cuando los autores decidieron escribir este libro, entre ellos tuvo lugar la siguiente conversación. La citamos, porque puede dar alguna noción sobre el propósito de los mismos.

1^{er} autor. Me parece que el tema "Ondas en nuestro alrededor" puede despertar interés entre los lectores. Las ondas, en efecto, nos circundan. El ojo percibe las ondas luminosas; la piel, las infrarrojas y ultravioletas; el oído, las sonoras. Los científicos en los laboratorios, donde se ocupan del problema de lograr reacciones termonucleares controladas, estudian las ondas en el plasma.

2^{do} autor. Usted olvidó además hacer mención de las ondas más corrientes que se forman en la superficie del agua.

1^{er} autor. Sí, sí, además y esas también.

2^{do} autor. Es algo grandioso. Me acude a la memoria un célebre aforismo de Kozmá Prutkov*. Dice así: "No es posible abarcar lo inabarcable". Es necesario limitarse sensatamente.

1^{er} autor. De acuerdo. ¿Pero dentro de qué límites?

2^{do} autor. Tomemos las ondas, que se ven directamente. Como es de extrañar, sobre este tema hay pocos libros al alcance de todos. Tengo en cuenta las que "se perciben a simple vista", naturalmente, no las ondas luminosas, sino las ondas en el agua, en la arena y semejantes.

1^{er} autor. Pero, éstas también son muy corrientes para nosotros, las observamos casi a diario. ¿Cómo es posible llamar la atención del lector con lo habitual?

2^{do} autor. Sí, esto es difícil realmente. El interés puede surgir, cuando intentemos explicar la física de estos fenómenos, demostrar que al amparo de lo habitual se oculta una gran complejidad.

1^{er} autor. De mal en peor. En vez de lo habitual y poco interesante, le ofrecemos al lector algo aún menos interesante y complejo. Por lo que yo entendía hasta ahora, los libros de divulgación científica se escriben para que lo complejo se haga comprensible y habitual al lector. Pero nosotros queremos partir de lo contrario.

2^{do} autor. ¿Y por qué no quererlo? La propia naturaleza no es ni sencilla ni compleja. Simple o compleja puede ser la comprensión de los fenómenos, que tienen lugar en ella. Pero, veamos qué interesante:

* Kozmá Prutkov es un personaje de la sátira rusa del siglo pasado. Con este nombre publicaban su sátira Alexei K. Tolstoi y los hermanos Zhemchúzhnikov

cuanto más complejas sean las nociones con que operamos, describiendo los fenómenos, más simple resultará su presentación.

1^{er} autor. Ahora bien, esto, en general, se comprende. Antes la diversidad de los fenómenos, en los cuales participa la luz, le parecía a la gente muy complicada. Dicha diversidad se ha simplificado un poco, cuando se comprendió que la luz es una onda semejante a las que vemos en el agua, y se simplificó radicalmente cuando surgió el concepto de que la luz es un conjunto de ondas electromagnéticas. Mas, reconozca que la noción sobre la onda electromagnética es mucho más complicada, que la idea sobre el granizo de partículas luminosas o sobre la lluvia de gotas luminosas, — tales nociones, como es sabido, las utilizaba ya Newton.

2^{da} autor. Sí, desde luego. Pero, usted dice: le parecía a la gente. Mejor sería decir: a escasos representantes de los hombres, a los sabios. Después, este conocimiento, gracias a los manuales y libros al alcance de todos comenzó a devenir en patrimonio de los demás. Con las ondas sobre el agua ocurrió lo mismo, con la única diferencia que la gente nunca reflexiona sobre lo complejo de lo habitual. No podemos detenernos solamente en la demostración de esta complejidad. Debemos explicar de dónde surge ésta e intentar simplificarla. Es por lo que necesitamos para ello unos conceptos más complicados.

1^{er} autor. Sí, esto es muy necesario, ya que el curso escolar de física, desgraciadamente, no da una noción del movimiento ondulatorio, como un movimiento muy complejo y se puede realmente contar con los dedos, los casos en que ello ocurre de una manera lo suficientemente sencilla, para que se encuentren en los libros de texto escolares.

2^{da} autor. Yo pienso que, para los ávidos de saber, esta complejidad algo inesperada encierra un interés bastante grande. Y, precisamente, los libros de divulgación científica, se escriben para los ávidos de saber.

1^{er} autor. En ese caso, lo hemos resuelto: escribiremos de que “lo evidente es inverosímil”, pero es mejor decir, de que “lo evidente es increíblemente complejo”. ¿No asustamos con esto al lector? ¿Puede ser, no hubiera hecho falta escribir tal introducción?

2^{da} autor. No, no, es necesario prevenir honradamente al lector sobre lo que nos proponemos hacer. Y, además, vamos a relatarlo en un lenguaje, comprensible a un lector con un nivel de enseñanza secundaria. A propósito, sobre las matemáticas: no es imposible omitirla por completo.

1^{er} autor. Desde luego, en vista de que los conceptos físicos, que vamos a introducir están predestinados no solamente y no tanto para describir las propiedades cualitativas de las ondas, como para los cálculos. La física, es una ciencia exacta, o, mejor dicho, “casi exacta”,

cuyo objetivo final es: llevar la descripción hasta el número. Vale pues decir, es una lástima que no podamos evitar las matemáticas.

2^{do} autor. ¿Por qué es una "lástima"? Pues bien, esto nos permite evitar en algunos casos explicaciones demasiado verbosas. Pero, ciertamente, no expondremos ecuaciones complejas algunas, algún método refinado de su resolución, sólo las fórmulas y dibujos geométricos más simples, aunque sean incluso aproximados. No olvidemos que nuestro libro, sin embargo, trata en mayor grado sobre la física y no sobre las matemáticas de las ondas. A propósito, es erróneo pensar que los conocidos procedimientos descriptivos matemáticos de las ondas son demasiado complejos, todo lo contrario, no son muy complicados, ya que no permiten hasta hoy día solucionar por completo muchos problemas relacionados con las ondas.

1^{er} autor. En ese caso, ¿el libro está, en mayor grado, dedicado a las ideas físicas, su desarrollo y no a los cálculos matemáticos? De acuerdo. Pero será muy difícil escribirlo.

2^{do} autor. Pues, ¿cuándo fue fácil escribir libros de divulgación científica? Los autores de tales libros siempre se encuentran entre Escila y Caribdis: o bien es exacto, pero incomprensible, o bien es comprensible, pero inexacto. Es muy difícil escribir un libro que verdaderamente esté al alcance de todos, que su contenido sea lo suficientemente comprensible y, además, bastante preciso. No se trata de inexactitudes matemáticas, ya que no existen en general teorías físicas exactas desde el punto de vista matemático. Se trata de la interpretación de conceptos físicos.

1^{er} autor. Y hay algo más. Nosotros debemos prevenir al lector que, incluso el tema más reducido "Las ondas, visibles a simple vista", es también inmensamente amplio. En las modestas posibilidades de nuestro libro sólo podremos escribir los más importantes fenómenos ondulatorios. Pienso que debemos limitarnos sólo a la descripción de flujos, maremotos, olas causadas por el viento y sus destrucciones en las costas, ondas, provocadas por el movimiento de las naves.

2^{do} autor. Yo quisiera ampliar un poco este listado. No menos interesantes son las ondas, que observamos sobre la arena o sobre la nieve o digamos, las ondas en el flujo automovilístico, en los organismos vivos y hasta en las galaxias. Es más, por lo que yo sé, una explicación sistematizada de estas ondas en libros de divulgación científica, todavía no ha aparecido.

1^{er} autor. Bien, estoy de acuerdo, esto efectivamente es interesante. Pero, que esto sea todo. Pues, si los lectores encuentran, fuera de los límites establecidos por nosotros, unos fenómenos "evidentemente" interesantes y no los pueden explicar, entonces, creo, que estaremos en condiciones de ayudarles.

INTRODUCCIÓN

Las ondas, ¿quién no las conoce? Son de los fenómenos naturales, conocidos desde antaño por el hombre. Muchos Estados antiguos surgieron en territorios ribereños: Fenicia, Egipto, Grecia, Roma... Próximo ya en nuestros tiempos en el litoral surgieron Inglaterra, Francia, Italia... Las representaciones que tenían los hombres del pasado sobre las ondas, es poco probable que se diferenciaron mucho de las nuestras. Representaciones, pero no nociones.

Intentemos expresar con palabras lo que entendemos por imagen de la onda. Ciertamente, esto será la imagen de una ola marina: algo que corre y, además, regularmente se repite en el espacio y el tiempo.

Siempre puede notarse que una ola, aunque en poco, pero se diferencia de otra. No obstante, sin el menor esfuerzo, nos imaginamos una serie muy larga de olas absolutamente semejantes que siguen una a la otra. De aquí, desde luego, nace la idea sobre el medio continuo, en el cual surgen y se mueven las olas. Desde luego, todos ahora saben que el agua, como todo medio en el universo, se compone de partículas. Empero en el movimiento ondulatorio de las partículas esto no se percibe, el agua acciona como algo íntegro, puede existir, quizá, hasta el instante cuando las olas se lancen contra la orilla, estrellándose en salpicaduras.

Un movimiento regular y repetido en el espacio y el tiempo ... Se conocen muchos movimientos como éstos de cuerpos independientes y sus partes individuales: la rotación de los planetas alrededor de la Tierra y del Sol, la marcha y carrera de los animales y del hombre, el balanceo de objetos suspendidos. La enumeración de los movimientos giratorio y oscilatorio puede continuar aún por largo tiempo. Pero, a pesar de ello, esto no es movimiento ondulatorio. Falta un rasgo más: el movimiento "corriente" de un medio fluido ininterrumpido. Precisamente, gracias a la fluidez, el medio puede variar su forma y las ondas pueden desplazarse por él.

¿Qué cosa es la fluidez? Es la mayor movilidad mutua de las partículas que originan el medio.

Al observar la onda, sin lugar a dudas, parece que las partículas del medio se mueven y fluyen junto con las ondas. Sin embargo, esta primera opinión no siempre es correcta. La onda corre, mientras que las partículas del medio se quedan prácticamente en sus lugares. Los barcos en un puerto, las gaviotas sobre el agua, pedazos de madera: todos ellos se balancean sobre las olas, sin aproximarse a la orilla y alejarse de la misma.

Unas observaciones más atentas demuestran, no obstante que su movimiento es más complicado: no simplemente se bambolean de arriba a abajo. Cuando por debajo de ellos pasa la cresta de la ola, éstos se elevan sobre ella, se desplazan algo hacia adelante y después se deslizan a la depresión, trasladándose hacia atrás. Resulta cierto movimiento giratorio cerrado. Si nos sumergimos bajo el agua, podemos captar que las cimas de las algas realizan el mismo movimiento cerca de la superficie del agua. ¿Es posible que las algas se muevan así por estar sujetas al fondo, y los barcos, por mantenerse anclados? Sin embargo, las gaviotas y las astillas no están ancladas y a pesar de esto realizan sobre las olas el mismo movimiento.

¿Entonces, por término medio, durante un ciclo de movimiento, desde el paso de una cresta de ola hasta el paso de otra, los objetos flotantes sobre el agua o algo sumergidos en ella, no se desplazan sistemáticamente a ninguna parte? Pues, esto tampoco es así. Si nos armamos de paciencia, podemos observar que los objetos, no fijados al fondo, aunque muy lento, se trasladan en dirección del desplazamiento de la ola incluso cuando hay calma y las olas son pequeñas. Ni que decir de las olas grandes: todos los "regalos del mar", que con tanta pasión rebuscan los habitantes ribereños y bañistas, son arrojados a la costa precisamente por las olas.

Las ondas en el agua se originan con excepcional facilidad. La superficie del agua nunca está del todo tranquila. La superficie, de la cual se dice que está pulida como un espejo, es un ideal inalcanzable. Mírese con atención en la superficie de un estanque en un día tranquilo. Si en la orilla opuesta del estanque hay un hermoso castillo antiguo, usted verá que sus contornos verticales, en efecto, se reflejan de una manera muy clara, pero los horizontales, aunque ligeramente, sin falta están emborronados. De ello son culpables las ondas más pequeñas, las cuales, a veces hasta es difícil percibir. Y, también es tan difícil vaticinar los motivos de su surgimiento, porque la superficie del agua continuamente se somete a ciertas influencias. A nosotros, por ejemplo, nos parece que en un día apacible el aire está inmóvil. De hecho él está en constante movimiento.

Y ya, sin duda, observamos las ondas cuando por el agua transita una nave o sopla un fuerte viento. La superficie agitada del agua, al parecer, es tan natural y evidente que siempre prestamos atención cuando ella deviene plana.

¡Y qué variedad de ondas! Los círculos debidos a una piedra lanzada, la larga hilera de olas de la marea muerta junto a la orilla del mar, olas de proa y olas abruptas de popa, que corren tras la lancha, y el amenazante oleaje de tormenta que cambia su forma sin cesar. Se pueden observar las olas infinitamente, éste es un espectáculo que

jamás aburre. A menudo, ello nos infunde tal estado de sosiego, que no se desea incluso pensar ni hablar de investigarlas.

A pesar de todo, desde luego, el hombre se vio obligado a pensar en las olas, tanto en el mar como en el litoral. El mar ha alimentado pueblos enteros y ha ocurrido arrojar sobre ellos toda la potencia de su cólera. En las tradiciones de muchos pueblos vive la leyenda sobre el diluvio universal. Es poco probable que ella sea fruto únicamente de la fantasía. Es muy raro que todas las leyendas describan esta catástrofe aproximadamente igual y relacionen, por lo que puede juzgarse, con escasa diferencia un mismo tiempo. Ciertamente, el diluvio no fue provocado por la inundación a causa de una lluvia de "cien días y noches": tales lluvias "universales" no existen. Lo más probable es que el diluvio lo haya provocado una ola gigante, causada por un maremoto catastrófico. Hoy día, todos saben sobre las monstruosas destrucciones las cuales provoca en la costa el tsunami.

Los antiguos habitantes de las costas marinas conocían de los flujos y reflujos que periódicamente se repetían, debido a la rotación de la Luna y el Sol. Los primeros navegantes, a pesar del inconstante y caprichoso genio de las olas marinas, conocían perfectamente de la existencia de los especialmente elevados y peligrosos grupos de olas de tormenta ("novena ola"), delimitadas por intervalos de relativamente baja marejada. Ellos sabían también cómo aumentaba la longitud y la escarpadura de las olas con el desarrollo de la tormenta y, con su incremento, la fuerza destructiva de las mismas. Basándose en este milenario conocimiento y en una inmensa experiencia frecuentemente afligida se adquirían unos hábitos seguros de navegación, y se creaban las formas de naves y construcciones más ventajosas para aquellos tiempos, que protegían de las olas los puertos marítimos.

Los hombres navegaban por los mares a países lejanos, experimentaban la benevolencia y la ira de las olas, regresaban a casa y narraban sobre las gigantescas oleadas, las bahías, en las cuales se refugiaban de las olas. Ésta no sólo fue la primera geografía, fue además la primera física empírica de las olas.

Y, posteriormente, en el umbral del siglo XVII, aproximadamente, llegó la época de la física cuantitativa. Las olas ya se observaban sistemáticamente, se establecían las regularidades de su origen, desarrollo y movimiento. Eran las exigencias de la época de grandes descubrimientos geográficos. En aquel entonces casi todos los descubrimientos geográficos los hacían audaces navegantes. (Pero los datos de hoy dicen que lo más probable es que esos descubrimientos hayan sido realizados mucho antes, por ejemplo, que América haya sido descubierta por los vikingos ya cinco siglos antes de Colón.)

Isaac Newton fundó los principios de la mecánica del movimiento de las partículas y "al mismo tiempo" explicó -de un modo

completamente científico – la procedencia de la marea. Transcurrió menos de un siglo y las leyes de Newton sobre el movimiento de las partículas y cuerpos sólidos se aplicaron para estudiar el de los líquidos y objetos que flotan sobre éstos. Daniel Bernoulli y Leonardo Euler fueron los primeros quienes hicieron esto a mediados del siglo XVIII y los quienes fundamentaron la ciencia “sobre el movimiento del agua”, la hidrodinámica. Pasado medio siglo surgió la primera teoría de las ondas en el agua, creada por los científicos franceses Cauchy y Poisson.

El siglo XIX trajo nuevos grandes éxitos en el estudio de las ondas. Las ondas fueron estudiadas en experimentos, realizados en estanques especiales. El ingeniero inglés Russell en los años 30, realizó múltiples mediciones de la velocidad de propagación de las ondas en los canales. Los físicos ingleses Stokes y Rayleigh elaboraron la teoría de las olas en la superficie del agua. Gracias a estos trabajos el liderato en el estudio de las ondas sobre el agua por mucho tiempo pasó a Inglaterra. Solamente a finales del siglo XIX lo comenzaron a disputar científicos de otros países, entre ellos, en primer lugar, rusos.

Todos los investigadores de la física de las ondas fueron admirables matemáticos. Esto no es casual. El experimento con las ondas sobre la superficie del agua nunca exigió una refinada técnica de investigación. También hoy día sigue siendo relativamente sencillo, si recordamos las gigantescas, pero supersensibles instalaciones en las cuales se estudian las partículas elementales, los núcleos atómicos, el plasma y muchos otros objetivos físicos. Pero, la matemática de las ondas, desde su inicio resultó de rara complejidad, aun más, todo el tiempo seguía complicándose y hasta ahora lo sigue. Ella es hasta tal grado difícil, que hay que utilizar toda la potencia de los equipos calculadores para, aunque sea parcialmente, vadear estas dificultades y llevar la resolución de los problemas hasta el final, hasta el número, como dicen los físicos.

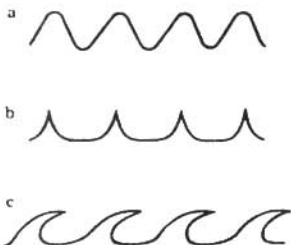


FIG. 1. Formas de olas: a, ola “ideal”; b, ola “real” a lo lejos del litoral; c, ola “real” cerca del litoral
 FIG. 2. Característica de la onda sinusoidal

jamás aburre. A menudo, ello nos infunde tal estado de sosiego, que no se desea incluso pensar ni hablar de investigarlas.

A pesar de todo, desde luego, el hombre se vio obligado a pensar en las olas, tanto en el mar como en el litoral. El mar ha alimentado pueblos enteros y ha ocurrido arrojar sobre ellos toda la potencia de su cólera. En las tradiciones de muchos pueblos vive la leyenda sobre el diluvio universal. Es poco probable que ella sea fruto únicamente de la fantasía. Es muy raro que todas las leyendas describan esta catástrofe aproximadamente igual y relacionen, por lo que puede juzgarse, con escasa diferencia un mismo tiempo. Ciertamente, el diluvio no fue provocado por la inundación a causa de una lluvia de "cien días y noches": tales lluvias "universales" no existen. Lo más probable es que el diluvio lo haya provocado una ola gigante, causada por un maremoto catastrófico. Hoy día, todos saben sobre las monstruosas destrucciones las cuales provoca en la costa el tsunami.

Los antiguos habitantes de las costas marinas conocían de los flujos y reflujos que periódicamente se repetían, debido a la rotación de la Luna y el Sol. Los primeros navegantes, a pesar del inconstante y caprichoso genio de las olas marinas, conocían perfectamente de la existencia de los especialmente elevados y peligrosos grupos de olas de tormenta ("novena ola"), delimitadas por intervalos de relativamente baja marejada. Ellos sabían también cómo aumentaba la longitud y la escarpadura de las olas con el desarrollo de la tormenta y, con su incremento, la fuerza destructiva de las mismas. Basándose en este milenarismo conocimiento y en una inmensa experiencia frecuentemente afligida se adquirían unos hábitos seguros de navegación, y se creaban las formas de naves y construcciones más ventajosas para aquellos tiempos, que protegían de las olas los puertos marítimos.

Los hombres navegaban por los mares a países lejanos, experimentaban la benevolencia y la ira de las olas, regresaban a casa y narraban sobre las gigantescas oleadas, las bahías, en las cuales se refugiaban de las olas. Ésta no sólo fue la primera geografía, fue además la primera física empírica de las olas.

Y, posteriormente, en el umbral del siglo XVII, aproximadamente, llegó la época de la física cuantitativa. Las olas ya se observaban sistemáticamente, se establecían las regularidades de su origen, desarrollo y movimiento. Eran las exigencias de la época de grandes descubrimientos geográficos. En aquel entonces casi todos los descubrimientos geográficos los hacían audaces navegantes. (Pero los datos de hoy dicen que lo más probable es que esos descubrimientos hayan sido realizados mucho antes, por ejemplo, que América haya sido descubierta por los vikingos ya cinco siglos antes de Colón.)

Isaac Newton fundó los principios de la mecánica del movimiento de las partículas y "al mismo tiempo" explicó -de un modo

Representemos en el gráfico una senoide lo suficientemente prolongada, digamos, de cuatro crestas y depresiones iguales (fig. 2). (Si las crestas y depresiones no son de igual altura y profundidad o están a distancias diferentes una de la otra, aunque la curva conserve el carácter ondulado, ya no será una senoide.) La senoide tiene dos mediciones, la altura y la longitud. Todas las senoides imaginables se diferencian unas de otras solamente por estas dos mediciones. La primera de éstas es la altura de los vértices sobre el eje de abscisas (o la profundidad de las depresiones bajo el eje de abscisas). La segunda, la distancia entre cualquier par de puntos correspondientes, por ejemplo, entre dos crestas o depresiones vecinas. La primera se denomina amplitud de la onda y la segunda, longitud de la onda. A menudo se habla también de la altura de la onda: ésta es la amplitud doble, o sea, oscilación completa de la senoide desde el vértice hasta el punto inferior de la depresión.

La onda, hablando en rigor, se denomina solamente el pedazo de senoide que comprende una cresta y una depresión. La senoide en total se caracteriza como una secuencia continua de ondas. Efectivamente, las ondas en la senoide siguen la una a la otra de surco en surco.

Con bastante frecuencia se emplea una característica más de la onda, derivada de las ya mencionadas. Es la relación de la altura de onda respecto de su longitud, denominada, naturalmente, pendiente de la onda.

Además de las crestas y depresiones, en la senoide hay otros puntos. En primer lugar aquellos que se hallan situados sobre el eje de abscisas. Son tres para cada onda (el tercero, en resumidas cuentas, se encuentra al final de la onda y, como la senoide es ininterrumpida, se puede, con absoluta razón, tomar por el comienzo de la siguiente onda). La posición de cualquier otro punto en la senoide o en cualquiera de las ondas sola, puede contarse desde todo punto. Para mayor comodidad esto se hace a partir de cero, es decir, desde un punto sobre el eje de abscisas, no importa, de cuál, con tal de que uno se encuentre fijado.

La distancia de cualquier punto de la onda hasta el punto cero se llama fase de la onda. Esta distancia se puede contar en unidades de longitud o en unidades angulares. Citemos un ejemplo muy simple de senoide en la física. Si se coloca una varilla en una mesita que puede girar en el plano horizontal, su proyección sobre una pantalla vertical tendrá la forma de un punto que se desplaza por la recta en ambos sentidos. Pongamos la pantalla en movimiento hacia arriba y cerrémosla con una placa fotográfica. Una vez revelada, sobre ella aparecerá una senoide. En este caso la onda se obtiene mediante la vuelta de una bola, es decir, al girarla a 360° . De aquí se comprende

que la distancia desde cero hasta la cresta de la senoide es de 90° , la distancia hasta el punto, donde la senoide comienza a descender, por debajo del eje de abscisas es de 180° y así sucesivamente.

Aquí hemos terminado con la geometría de la senoide y podemos pasar a la cinemática. Movamos la senoide de izquierda a derecha. Para mayor comodidad consideraremos que desde el origen de coordenadas, como desde un ovillo de hilo, se desenrollan las ondas nuevas y en la parte derecha del gráfico las ondas desaparecen. Para no dejarlas desaparecer sin huella, colocaremos en la parte derecha un receptor de ondas. Dejemos que él reaccione, por ejemplo, solamente en la llegada, de las crestas de ondas hacia él, y se registra cada caso por el chasqueo. El número de chasqueos por unidad de tiempo se denomina frecuencia de onda. Del mismo modo que la frecuencia, a menudo se utiliza su magnitud inversa, el período de ondas. Es evidente que el período es el intervalo de tiempo entre las llegadas de dos crestas sucesivas al receptor, o lo que es lo mismo, el tiempo que tarda una onda en recorrer el receptor.

La frecuencia con que llegan las crestas, naturalmente, depende de la distancia en que se encuentran las crestas y con qué velocidad se mueven las mismas. La frecuencia será tanto más alta cuanto más cerca estén las crestas una de otra, es decir, cuanto menor sea la longitud de onda y más rápido se mueva. Así llegamos a la primera, tal vez la más simple, relación de ondas entre la frecuencia ν , la longitud de onda λ y la velocidad del movimiento V_F :

$$\nu = \frac{V_F}{\lambda} \quad (1)$$

Nuestro receptor, le recordamos a Ud está sintonizado de forma permanente en un lugar determinado de la onda, exactamente en su vértice. Él puede sintonizarse de tal forma que reaccione a la entrada de la depresión. Pero la cresta y la depresión son determinadas fases de la onda. En este caso la frecuencia que registra el receptor es la frecuencia de llegada de las fases determinadas de la onda. (No por casualidad elegimos dos puntos conformes precisamente con estas fases. En el caso de otras fases, los desplazamientos de los puntos de una onda a lo largo del eje de abscisas se repiten dos veces durante el recorrido de la onda, mientras que los desplazamientos de los puntos sobre el propio eje de abscisas llegan incluso a repetirse cuatro veces. Es evidente, que para la cresta y la depresión la frecuencia de llegada será simplemente menor.) Por lo tanto, la velocidad que forma parte de la proporción (1) tiene sentido de la velocidad de desplazamiento de una fase determinada de la onda (por ejemplo, la fase de 90°). En concordancia con lo dicho la misma es denominada velocidad de fase

de la onda. Para señalar esta circunstancia, le añadimos el índice "F" (de fase).

Una admirable propiedad de la onda sinusoidal es su "carácter inflexible". Tal onda puede gradualmente disminuir, al difundirse en el medio donde se absorbe su energía. Entonces sólo disminuye la altura de sus crestas y profundidad de las depresiones. Esta onda puede variar su longitud, pasando de un medio a otro, poseedor de otras propiedades. Pero, a pesar de todos los reveses de la fortuna, ella sigue siendo senoide.

Sin embargo, tal "inflexibilidad" no poseen las ondas de forma más compleja. Pueden cambiar su forma, inclusive propagándose en un mismo medio y en ausencia de la absorción de su energía. Este fenómeno es fácil de notar, observando, por ejemplo, los círculos sobre el agua originados por una piedra al lanzar. Un poco más adelante nos ocuparemos de describir cómo ocurre esto. Pero primeramente nos detendremos en un descubrimiento muy importante hecho a comienzos del siglo pasado por el matemático francés Fourier. Este descubrimiento alivió extraordinariamente el estudio de las leyes del movimiento ondulatorio.

Fourier estableció que cualquier curva, incluso la más complicada, puede descomponerse en un conjunto de sinusoides diferentes. Si la curva tiene carácter periódico, es decir, se repite en el espacio, las longitudes de las ondas que componen su senoide deben ser múltiples una a otra; si no es periódica, las longitudes de las ondas pueden ser cualesquiera. Y, a la inversa, eligiendo la altura, longitud y fase de las ondas de las sinusoides, es posible construir cualquier curva necesaria.

Se comprende qué significaba esto para las matemáticas. La senoide es una curva muy sencilla, con ella es fácil trabajar. La composición y descomposición tampoco son operaciones demasiado

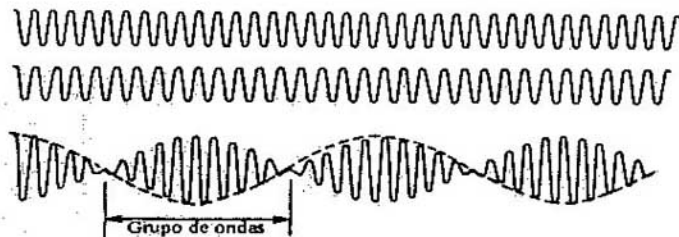


FIG. 3. Adición de dos ondas sinusoidales con diferentes longitudes de onda y formación de trenes de onda

complicadas. En vez de atormentarse con fórmulas complicadas y voluminosas, al describir las curvas y las variaciones de sus formas, es suficiente establecer a qué son iguales y cómo varían las alturas, las longitudes y fases de las sinusoides componentes individuales.

De ninguna manera esto tenía el menor significado para la física. Cualquier variación de la forma de una onda compleja en su movimiento también puede describirse, asignando o calculando la variación de las características de las ondas sinusoidales más simples. Justamente, por este método también se puede describir el viajar de una onda de forma compleja, la cual no varía en su movimiento.

Tomemos dos sinusoides con algunas diferencias en sus longitudes de onda. Representémoslas una debajo de la otra (fig. 3). Efectuemos su adición desde un punto a otro; científicamente esto se llama superposición. La adición de las sinusoides no será aritmética, sino algebraica: los desplazamientos de los puntos hacia arriba del eje de abscisas vamos a considerarlos positivos y hacia abajo, negativos. Por ejemplo, si una cresta se encuentra contra una depresión, como resultado de la suma, es evidente, debe obtenerse un desplazamiento nulo. Sobre tales puntos de las ondas se dice que se "encuentran en antifase".

Simultaneemos sinusoides de tal modo que sus comienzos, desde la izquierda, coincidan. Luego, las sinusoides divergen y a cierta distancia convergen, concurren de nuevo. El resultado de la adición puede verse en la misma figura. Es obvio que se formaron los grupos de ondas de una altura mucho mayor que en los intervalos entre ellos. (Tales grupos de ondas a menudo se denominan tren de ondas; efectivamente, parece que como si el contenido ondulatorio estuviera limitado por las paredes del tren tras las cuales prácticamente no hay ondas.) Está claro que el propio grupo de ondas ya de por sí tiene forma asinusoidal, la altura de las crestas en él no es constante.

Ahora permitamos pasar a ambas sinusoides, digamos, de izquierda a derecha a velocidades desiguales, de manera que la onda con mayor longitud empiece a moverse a mayor velocidad. Está claro que en este caso se pondrá en camino también el grupo de ondas. Las ondas de una misma longitud van a tropezar con las de otra longitud y los sectores donde las crestas de una onda coinciden aproximadamente con las de otra onda, también se desplazarán en el espacio. Pero, ¿con qué velocidad?

Sintonicemos nuestro receptor de ondas de modo que reaccione solamente en las crestas más altas y midamos la frecuencia de llegada de éstas. Los resultados del experimento se pueden anotar en forma muy parecida a la proporción (1). Si designamos con el índice 1 las características de la primera onda, y con el índice 2, las de la segunda,

entonces la nueva proporción tendrá la forma:

$$v = v_1 - v_2 = V_G \left(\frac{1}{\lambda_1} - \frac{1}{\lambda_2} \right). \quad (2)$$

Puede señalarse que en esta proporción en el lugar de la velocidad de fase V_F figura ya la del movimiento del grupo de ondas o velocidad de grupo; por ello la escribiremos con el índice "G" (de grupo).

En nuestro ejemplo adicionamos sólo dos sinusoides. Desde luego, se pueden sumar muchas sinusoides más: al describir las ondas de forma compleja con dos sinusoides no es suficiente. Pero, el principio de la composición y sus resultados siguen siendo los mismos. Es importante señalar que sólo las ondas con longitudes similares pueden formar un grupo suficientemente extendido y por eso bien notable. Un ejemplo muy sencillo, por todos conocido de la formación del grupo de ondas, lo representan las pulsaciones sonoras. Ellas originan en el oído una sensación desagradable de zumbido: el sonido ora se amplifica, ora disminuye, por ejemplo, una vez por segundo. El mismo efecto puede obtenerse, si se toma en un piano u otro instrumento musical un brusco acorde disonante de sonidos que se diferencian por su altura en medio tono. Las pulsaciones se provocan, porque al oído llegan grupos de ondas, separadas por intervalos casi sin ondas.

¿Cuál de las velocidades es mayor, la de fase o la de grupo? Esto depende, en primer lugar, de las propiedades del medio. Observemos, por ejemplo, cómo se difunden las ondas originadas por una piedra lanzada al agua. Para esto es mejor pararse en una orilla alta para ver la imagen completa. De la piedra lanzada se levantará un chorro desparramando salpicaduras y después, como por encanto, comenzará a formarse un cuadro de ondas regular (fig. 4). Él tiene un aspecto de círculo, relleno por anillos concéntricos de ondas. El radio del círculo, el cual se determina por la primera cresta, al principio lentamente y luego con creciente rapidez comienza a aumentar y el número de ondas en el círculo se multiplica ante nuestros ojos. Si se mira con mayor atención, se puede advertir que las crestas de las ondas corren más rápido que el primer círculo. Ellas como si nacieran de la nada en el lugar de la caída de la piedra, con rapidez se dispersan de éste y a continuación desaparecen. Las crestas corren a la velocidad de fase, mientras que el frente del tren de ondas se desplaza a la velocidad de grupo. Pues, en el caso dado la velocidad de grupo es menor que la de fase.

Algo más difícil de imaginar es la representación inversa, cuando la velocidad de grupo es mayor que la de fase. Este fenómeno también puede observarse sobre la superficie del agua, pero solamente en las

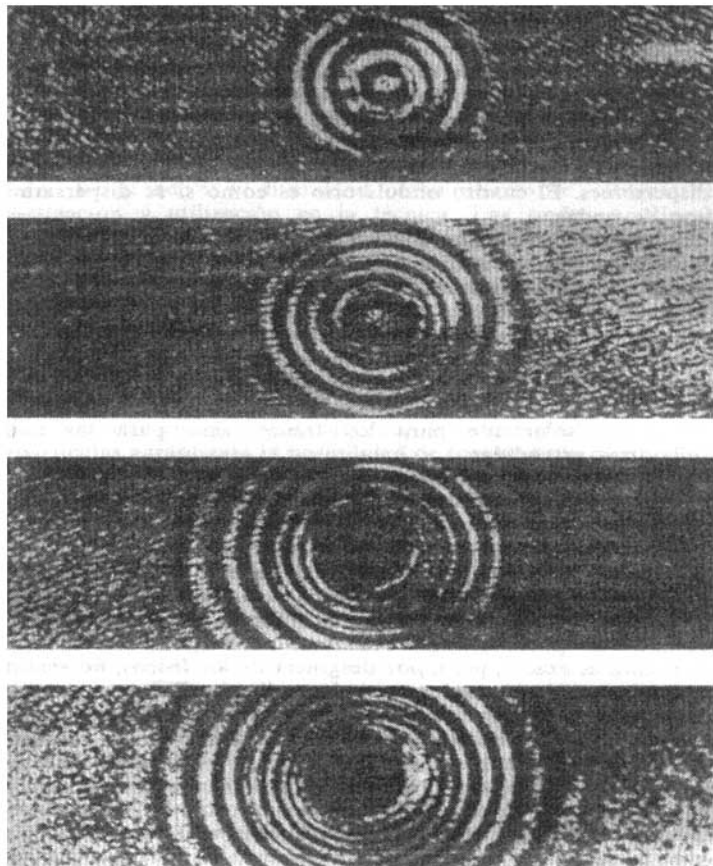


FIG. 4. *Propagación de las ondas causadas por la caída de una piedra en el agua. Visibles son las fases sucesivas de la aparición y movimiento de los trenes de ondas*

ondas, lo suficiente cortas, de unos 2 cm de longitud y menos. Tales ondas no son fácil de considerar.

El fenómeno descrito, en el cual la velocidad de fase de las ondas depende de sus longitudes, se llama dispersión. Sobre ella nos queda algo que decir, mientras tanto señalaremos que, al propagarse las ondas desde la fuente de impulso (desde el sitio de caída de la piedra al agua), la dispersión conduce al ensanchamiento de la zona ondulatoria y su reposición con el número mayor de crestas y dispersiones. El cuadro ondulatorio es como si se dispersara en grupo de ondas.

La velocidad de grupo como característica de propagación del tren de ondas tiene un sentido más importante. Adelantándonos algo, diremos que el movimiento ondulatorio, así como cualquier otro, requiere para su excitación un gasto de energía, y ésta se transporta junto con la onda. Es fácil comprender que la energía de la onda se concentra en trenes de ondas limitados, ya que entre ellos casi no existen ondas. De este modo, la velocidad de grupo obtiene el sentido de velocidad de traslación de energía por las ondas lo que, sin duda, es correcto no solamente para los trenes, sino para las zonas ondulatorias extendidas.

En esto se podría terminar la presentación de las magnitudes que caracterizan la cinemática de las ondas. Pero antes de encaminarnos hacia la dinámica de las ondas, debemos conocer además una serie de características importantes del movimiento ondulatorio.

Narrando el descubrimiento de Fourier, la posibilidad de descomposición de las ondas de formas complejas en ondas sinusoidales simples, nosotros pudimos crear la impresión que tal procedimiento puede siempre realizarse para ondas con cualquier forma. Esto es exacto, pero, por desgracia de los físicos, no siempre estas ondas pueden considerarse independientes. En otras palabras, no siempre es verdad que cada onda se propaga de tal modo como si otras ondas no existieran, es decir, linealmente. No obstante, muchísimos fenómenos ondulatorios resultan no lineales. Esto significa que en las leyes que describen los fenómenos, sólo existen los primeros grados de las características más importantes. Y, en lo que se refiere a los movimientos ondulatorios, figuran sólo los primeros grados de las amplitudes de las ondas elementales. Precisamente esto permite la adición algebraica de las sinusoides en la onda de forma compleja y el estudio ulterior de la suma representada como juego de las ondas que se difunden independientemente.

La condición de la linealidad de las ondas tiene una expresión muy simple: la altura de la onda deberá ser muchas veces menor que su longitud. En cuántas veces, depende precisamente del fenómeno concreto. En la aplastante mayoría de fenómenos relacionados con

ondas visibles, se puede garantizar su linealidad, si la altura de las ondas es menor que su longitud en decenas de veces. Ésta es exactamente la proporción de la altura y longitud de la mayoría de las ondas marinas lejos de las costas. En otras palabras, las ondas con una pendiente muy suave habitualmente son lineales, pero no siempre.

Sin embargo, el campo de los fenómenos ondulatorios no lineales es mucho más amplio. Verdad es que tales fenómenos son mucho más difíciles para el estudio experimental y el análisis teórico. Pero, en cambio, tan grande es su diversidad, como interesante y atrayente su investigación y utilización en la técnica. Las ondas no lineales figurarán en muchas páginas de nuestro libro. Pues, aquí sólo diremos que como ejemplo típico del comportamiento no lineal puede servir la alteración de la forma de las olas marinas al aproximarse a la orilla.

Para el movimiento ondulatorio es necesaria la existencia de tal objetivo físico, que comprenda muchas partículas iguales y que éstas, al mismo tiempo, se encuentren estrechamente relacionadas las unas con las otras. En este caso la igualdad de partículas garantizará la identidad de propiedades del objetivo cuyos volúmenes sobrepasan en mucho las dimensiones de las partículas, mientras que la unión entre las partículas garantizará la posibilidad de transmitir la excitación de una partícula a otra en forma de relevo. El sentido de excitación, naturalmente, es hacer que las partículas dejen su estado de equilibrio. Precisamente este relevo transmisor de la excitación de una partícula a otra es la onda propiamente dicha. Y el medio, en el cual ella se propaga, es denominado medio continuo.

Los movimientos a lo largo y a través de la dirección de propagación de la onda serán, evidentemente, movimientos simplísimos de las partículas del medio, por el cual se propaga la misma. Tales ondas se denominan respectivamente longitudinales y transversales. Ejemplos como éstos ya se conocen. Si en una barra montamos una fila de bolas iguales, enlazadas entre sí por muelles, en tal "medio" se podrán observar ambos tipos de ondas: al tirar y soltar una de las bolas a lo largo de su fila, excitaremos una onda longitudinal y, al estirar la bola perpendicularmente a la fila, obtenemos una onda transversal.

Pero los primeros observadores del movimiento ondulatorio en la naturaleza no tuvieron "suerte": las partículas en la superficie del agua, como ya dijimos, no realizan oscilaciones longitudinales y transversales, sino movimiento giratorio (incluso con una pequeña "adición" de movimiento de avance). Como resultado las ondas en la superficie del agua representan un tipo más complejo de movimiento ondulatorio.

Prácticamente este movimiento es oscilatorio, cada partícula regresa de nuevo a la posición de equilibrio y la vuelve a abandonar.

Para que tal proceso pudiera transcurrir en la naturaleza, sería necesaria la acción de por lo menos dos fuerzas.

Una de ellas se llama fuerza de retorno. Ella puede tener diferentes orígenes. Si de algún modo levantáramos la superficie del agua, en un punto, sobre su nivel de equilibrio, las partículas levantadas tenderían a caer. A su posición de equilibrio, evidentemente, las hace regresar la fuerza de la gravedad. Al mismo tiempo, levantando en una parte el agua, estiramos su superficie. Ahora en el trabajo de restablecimiento del equilibrio se incluye la fuerza de la tensión superficial. Ella se tranquilizará sólo cuando el área de la superficie adquiera su valor mínimo, es decir, que la superficie se haga nuevamente horizontal.

El trabajo, consumido en levantar una parte de la superficie del agua, al principio se transforma en energía potencial de esta parte de la superficie. Con un movimiento inverso de la capa esta energía se convierte en energía cinética de la sección del líquido. La energía cinética alcanza su mayor valor precisamente en el momento, cuando la capa de agua alcanza el estado de equilibrio.

Esto significa que la capa por inercia pasa a la posición de equilibrio y caerá al otro extremo, descenderá, se hundirá por debajo del estado de equilibrio. ¿Qué es lo que la obliga a elevarse de nuevo? Participan las zonas adyacentes de agua: cuando una capa de agua pasa hacia abajo a través de la posición de equilibrio, ella desplaza el agua de las zonas adyacentes, aumentando su nivel, debido a que el agua prácticamente es incompresible. Ahora, el agua en las zonas adyacentes tiende a restablecer el equilibrio. No obstante, esto es posible conseguirlo, solamente haciendo al culpable de la perturbación regresar a la posición inicial. Además, en este caso vuelve a participar la fuerza de la tensión superficial a la cual a diferencia de la fuerza de la gravedad, le da igual hacia dónde es deformada la superficie del líquido, hacia arriba o hacia abajo.

El resultado de tal juego es evidente. La perturbación que provocamos en una zona, se trasladó a las partes adyacentes y de allí pasó más adelante. En pocas palabras, surgió una onda superficial.

Pero esto no es todo. Es sabido que las ondas en la superficie del agua no sólo se excitan con facilidad, sino son además muy perennes. Las olas tsunami son capaces de recorrer sin visible debilitamiento muchos miles de kilómetros desde el foco del maremoto que las ocasionó. La marea muerta trae al litoral testimonios de la tormenta desencadenada a cientos de kilómetros en el océano.

¡Pero intente observar la propagación de una onda en un barril de miel!

La cuestión, evidentemente, radica en la rapidez con que se debilitan las ondas en su movimiento. El debilitamiento de las ondas, es la transformación paulatina de la energía mecánica, que ellas

poseen, en energía calorífica del movimiento desordenado de las partículas del medio, por el cual se propagan las ondas. La velocidad de tal transformación de la energía se determina por la fuerza de fricción de unas partículas del medio con otras. Claro está que dicha fuerza es mucho mayor en la miel, medio más viscoso que el agua. La viscosidad de la miel es tan grande que la energía mecánica de la onda creada se convierte casi por completo en calor ya en la distancia de una longitud de onda.

Así pues, en resumidas cuentas, el surgimiento y el movimiento de la onda por la superficie del líquido son dirigidos por lo menos por tres fuerzas: la de gravedad (y también de tensión superficial), la de inercia y la de fricción interior. Ésta es la primera conclusión de la dinámica de las ondas. La dinámica de ondas de agua la consideramos más detalladamente en capítulos posteriores del libro.

Fuera de esta introducción quedan aún no pocas características generales del movimiento ondulatorio. Mas, entendemos que nuestra introducción se ha dilatado un poco. Por lo tanto, las cuestiones aquí no tocadas las consideraremos después al describir fenómenos concretos.

Capítulo primero

ONDAS SOBRE EL AGUA

Cualquier ciencia comienza por la observación. Esto se refiere también a la física de las ondas en la superficie del agua.

Sentémonos a la orilla de un estanque y observemos. No sentiremos en absoluto el soplo del viento, pero la superficie del agua todo el tiempo estará ondulada. Por ella se deslizan insectos acuáticos y de ellos se dispersan ondas menudas. Desde un árbol voló una hoja y se posó suavemente sobre el agua y de ésta empezaron a deslizarse diminutas ondas circulares. Si del agua asoma su nariz un pez curioso, si las primeras gotas de lluvia caen sobre el agua, de estos lugares correrán ondas menudas. Pliegues cambiables con filigranas y diminutas ondas circulares, todo esto es escarceo sobre el agua. Para las ondas rizadas son características longitudes de 2 cm y menores.

Cambiamos el lugar de observación y situémonos en el litoral. Apenas comience a soplar un débil viento, veremos aparecer en vez de las menudas ondas rizadas pequeñas, pero muy precisas, series paralelas de ondas de poca altura. Aumenta la altura de la cresta y la distancia entre ellas. Se puede observar que la longitud de las ondas varía más lentamente que la altura de sus crestas.

El mar comienza a suspirar: crece el susurro del flujo. En los intervalos, entre suspiros opacos se puede oír un sonido ligero intermitente de la grava rodando. El viento arrecia poco a poco y las ondas ya no lamen el margen del litoral, sino ruedan lanzándose sobre él con estrépito, rompiéndose en salpicaduras aisladas y cubriendo la orilla con franjas de espuma. Las crestas de las olas —cabrillas—, blancas por la espuma, pueden ser vistas también lejos del litoral, donde ora aparecen, ora se pierden.

Cuanto más lejos del litoral, tanto menor es la regularidad de la marejada. Por ejemplo, un barco se encuentra en alta mar. Allí la correcta hilera de las olas que se mueven con medida, desaparece. Cuanto alcanza la vista, toda la superficie acuática está atravesada por colinas de diversas alturas, que se mueven a primera vista, incluso por rumbos diferentes. Las colinas acuáticas tienen una forma angular incorrecta, cubiertas por salientes y entrantes, los vértices de las colinas son agudos. Y entre ellas hay extensos valles, cubiertos de prolongadas franjas de espuma. Después de una corta bonanza, contra el barco súbitamente se estrellan una o varias olas especialmente altas, anegando toda la cubierta.

Es aún inoportuno hablar sobre cualquier regularidad, periodicidad, que, al parecer, debería ser obligatorio indicio del movimiento

ondulatorio. No obstante, son también ondas, las olas provocadas por el viento durante la tormenta. En cuanto a la forma irregular y de rapidez variable, ésta es resultado de la interacción no lineal de diferentes ondas sinusoidales simples.

El viento amaina y, luego, cesa del todo. Mas el oleaje del mar no desaparece al instante. El panorama poco a poco va tomando un aspecto más regulado, tan atractivo a nuestra vista. Las olas se hacen cada vez más redondeadas, a pesar de ser aún lo suficientemente altas. De manera simultánea ellas adquieren unas pendientes suaves y ya no van de cualquier modo, sino en amplias filas paralelas. Estas resonancias de la tormenta se denominan marea baja.

Sin embargo, escarceo, marea baja y olas de viento, no agotan toda la variedad de ondas en el mar. Dos veces al día se eleva el nivel del agua en el litoral y dos veces al día el agua se retira. Son las olas del flujo y el reflujo. Parece incluso extraño hablar en este caso de olas, ya que algunas son, a veces, tan moderadas y tan lentamente aumenta y disminuye el nivel de agua. Entretanto, el flujo y reflujo son la verdadera ola, pero con mucho declive, ya que la longitud de una ola del flujo alcanza unos miles de kilómetros, mientras que la altura, en casos extremos, unos quince metros, por lo general, es un metro y menos.

Algunas veces las oscilaciones del nivel del agua en el mar tienen lugar, con mayor frecuencia, con un periodo de una hora y media. Son seiche, olas estacionarias, semejantes a las oscilaciones del nivel de agua en una bañera o en una palangana, si se inclina alternativamente hacia uno y otro lado. De vez en cuando hacia el litoral inesperadamente llegan una o varias olas oceánicas de enorme altura, las cuales provocan en éste terribles destrucciones, tsunami. Las olas del flujo, seiche y tsunami, tienen unas longitudes muy grandes de cientos y miles de kilómetros.

Pero subámonos por un río que desemboque en el mar y nos encontramos allí con una diversidad no menor de ondas. Antes que nada esto es el reflejo de la ola del flujo: un muro de agua denominado bore lo suficientemente alto que a veces se propaga contra la corriente. Y si por el río pasa una lancha a motor, en seguida veremos un verdadero sistema de ondas: las ondas que se dispersan a partir de la proa de la lancha formando un ángulo oblicuo respecto de la dirección de su movimiento, rodando hacia las orillas; tras la lancha, las ondas que corren tras ella; junto a las orillas veremos un cuadro complejo, formado de las ondas que ruedan hacia las orillas y las rechazadas por éstas; junto a la orilla sobresalen algunos arbustos semihundidos y el agua, rodando hacia ellos, forma en torno a las vergas pequeñas ondas.

Las ondas pueden observarse también en las cañadas que se

forman durante la lluvia junto a las aceras, en el chorro de agua que sale de la garganta de una botella, y en el fregadero junto al orificio de evacuación.

¿Qué conclusiones iniciales se pueden sacar si imaginamos esta variedad de ondas en la superficie del agua? Ante todo salta a la vista el extraordinario amplio diapasón de longitudes de onda desde unos milímetros hasta muchos miles de kilómetros. Además, las ondas poseen una forma excesivamente variada: desde la casi sinusoidal para ondas pequeñas de escarceo hasta la muy aguda, para las crestas de las ondas de viento y la de las ondas que se rompen contra el litoral, que no parecen en absoluto a la sinusoide.

Es muy variada la configuración del frente de las ondas: ondas circulares, que se originan al caer una piedra en el agua; ondas planas de la marea muerta u ondas tras una nave pasada; ondas encorvadas oblicuas que avanzan como sobrepuestas partiendo de la proa del barco; ondas de escarceo que en forma de herradura rodean los obstáculos; red de olas que se intersecan en un arroyo; formas difíciles de determinar de las olas marinas durante las tempestades.

Son muy diferentes las pendientes de las olas.

Por fin, son muy numerosos los motivos que originan las ondas. Son el viento, la caída de objetos al agua, el movimiento de las naves, el choque del agua contra obstáculos inmóviles, los terremotos y también el movimiento de la Luna y el Sol.

Antes de examinar toda la diversidad de ondas en el agua, se debe indicar los principales factores físicos que determinan la existencia de las ondas y las condiciones características, en las cuales ellas se mueven. Dos de estos factores ya han sido mencionados: la gravitación y la tensión superficial. En conformidad con lo dicho todas las ondas en el agua pueden ser atribuidas a dos amplias clases: de gravitación y capilares. (La procedencia del primer nombre es totalmente natural, su existencia se determina por la fuerza de atracción de la Tierra. Sin embargo, después ese mismo nombre lo recibieron las ondas del campo newtoniano, hasta el presente no reveladas, introducidas en la física por Einstein. Confundir ambos tipos de ondas de gravitación, desde luego, es imposible; en nuestro libro se tratará solamente sobre las primeras. El origen de la segunda denominación está relacionada con el hecho de que las fuerzas de tensión superficial son las que provocan los fenómenos que tienen lugar en los líquidos en tubos delgados, capilares. Por esta razón, los fenómenos provocados por estas fuerzas, entre ellas también las ondas en la superficie del agua y otros líquidos, reciben el nombre de capilares.)

En cierta esfera, pero lo suficientemente limitada, donde el papel de fuerza de gravedad en la formación de ondas superficiales es

comparable con la acción de las fuerzas de tensión superficial, las ondas pertenecen a la clase mixta y son llamadas convenientemente capilares de gravitación.

Los principales medios, en los que se difunden las ondas, también son dos. Ellas se denominan aguas profundas y aguas poco profundas. En esencia los conceptos de aguas poco profundas y profundas es relativo: digamos, un nadador compara la profundidad de un depósito de agua con su estatura, mientras que un marino, la compara con el calado del barco. En el fenómeno de la propagación de las ondas, estos conceptos también tienen un sentido relativo y se *comparan con la longitud de onda (pero no con la altura de la onda lo que hubiera sido natural para el nadador o el marino)*. Llámense aguas profundas las partes del depósito de agua, donde la profundidad o la distancia desde la superficie hasta el fondo sobrepasa la longitud de onda, y las poco profundas, donde ésta es menor que la longitud de onda. De aquí se deduce que para la onda lineal de perfil complejo, compuesta de una serie de ondas sinusoidales con diferencia sustancial de longitudes, el depósito de agua puede resultar al mismo tiempo y profundo y poco profundo. Pero, lo dicho no es una indeterminación grande. Mucho más importante es qué sentido concreto se pone en las palabras "mayor" o "menor" y cómo considerar el depósito de agua, si las longitudes de las olas aproximadamente son iguales a su profundidad.

La teoría, en buena correspondencia con las observaciones, demuestra que un depósito del agua puede considerarse profundo, si su profundidad sobrepasa aproximadamente la mitad de la longitud de onda y poco profunda, si es aproximadamente diez veces menor que la longitud de onda. ¿Qué significa tal desigualdad dentro de los límites de las aguas poco profunda y profunda? En efecto, ningún nadador llamará aguas profundas a las que le lleguen hasta la cintura. Él, con toda razón, llamará a tales aguas, poco profundas y sobre las aguas poco profundas, según nuestra definición, dirá con menosprecio: "Esto lo atraviesa un pollo".

Pero, el hecho es que lo que puede parecerle absurdo al nadador (o marino), posee un gran sentido para las ondas. El carácter de propagación de las ondas en el agua profunda y en la poco profunda es esencialmente diferente. Esta diferencia se origina a causa de que el movimiento ondulatorio se amortigua muy rápido con el aumento de la profundidad. Por este motivo los submarinos sienten débilmente la marejada, incluso muy fuerte, ya a relativamente poca profundidad. El amortiguamiento transcurre según una ley exponencial y ya a profundidades iguales a media longitud de onda la amplitud del desplazamiento de las partículas de agua en dirección vertical es 23 veces menor que en la superficie, y a profundidades iguales a la longitud completa de la onda, incluso es 500 veces menor. Como resultado,

cuando la profundidad del depósito de agua es mayor que la longitud de onda, el oleaje ya no alcanza casi el fondo. En el caso de poca profundidad toda la capa del líquido, desde la superficie hasta el fondo, será abarcada por el oleaje.

Se puede realizar un ensayo simple. Llenemos de agua un recipiente con paredes transparentes, de modo que se pueda observar y fotografiar las ondas de perfil. Vertamos en el agua unos polvos, de manera que sus partículas se sumerjan lentamente al fondo y al mismo tiempo se vean bien a través del agua. Dispongamos en un extremo del recipiente una fuente de ondas, por ejemplo, una varilla oscilante, y en el otro, algún dispositivo para extinguir las olas, por ejemplo, una elevación gradual del fondo. Esto es necesario para eliminar las ondas reflejadas, las cuales pueden confundir toda la imagen.

Conectemos la fuente de ondas durante un tiempo, lo suficientemente prolongado para nuestra observación y elijamos su frecuencia de manera que la longitud de las ondas originadas resulte aunque sea un poco menor que la profundidad del recipiente. Veremos que las partículas de polvo realizan en el agua movimientos casi circulares (fig. 5). Cerca de la superficie el radio de las circun-

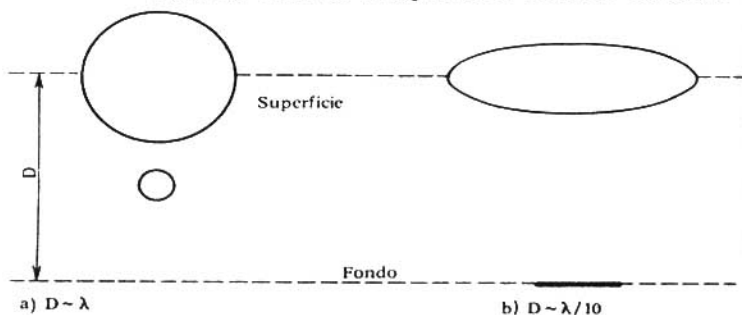


FIG. 5. Trayectorias de las partículas participantes en el movimiento ondulatorio: a, en aguas profundas; b, en

aguas poco profundas; c, fotografía para el caso de las aguas profundas

ferencias es el más grande, pero disminuye rápidamente y ya a una profundidad igual a la mitad de la longitud de onda, las partículas prácticamente no se mueven.

Variemos ahora la frecuencia de la fuente de ondas de manera que su longitud resulte diez veces mayor que la profundidad del agua en el recipiente. (Si en este caso la longitud de onda resulta demasiado grande para que quepa en el recipiente, entonces se puede elevar el fondo del mismo, colocando sobre éste alguna junta lisa.) Ahora veremos un cuadro totalmente diferente. Las partículas se mueven en el agua ya no por circunferencias, sino por elipses. Los ejes mayores de estas elipses están orientados horizontalmente y su longitud no varía mucho en extensión desde la superficie del recipiente hasta el fondo. Los ejes cortos disminuyen gradualmente desde la superficie hacia el fondo, de modo que las elipses se hacen cada vez más estrechas. Pero incluso, en la superficie misma las elipses ya están fuertemente comprimidas, y debajo del agua los movimientos verticales de las partículas se hacen prácticamente imperceptibles. Se ve que al pasar las olas sobre las partículas, ellas apenas oscilan.

¿Por qué la ola superficial, capaz de recorrer distancias que sobrepasan en muchos miles de veces su longitud, se extingue tan rápido al propagarse bajo el agua? (Es necesario decir que esta propiedad es propia no solamente de las ondas en el agua, sino que también de cualesquiera ondas superficiales: las ondas elásticas en los sólidos, las ondas electromagnéticas en los metales y las ondas luminosas en medios transparentes.) Claro que la fricción de las partículas y la viscosidad del medio no tienen nada que ver con esto: en un medio homogéneo éstas son iguales tanto en la superficie como debajo del agua.

La cosa reside en que la energía de las ondas, transmitida, mediante relevo, de una partícula a otra, puede propagarse eficazmente sólo en aquella dirección en la cual las partículas son capaces de percibirla, es decir, poseen la suficiente libertad de su posible traslación. Está claro que las partículas en la superficie se hallan en este sentido en condiciones propicias: por encima de ellas se encuentra el aire, que prácticamente no limita su traslación.

Las partículas situadas por debajo de la superficie del agua se encuentran en condiciones incómodas, ya que el agua es muy poco compresible. Una partícula superficial puede transmitir a la que está por debajo de ella, sólo una pequeña parte de su movimiento. Y siguiendo hacia abajo esta pequeña parte del movimiento se hace cada vez proporcionalmente menor al pasar de una partícula a otra, por eso la onda se debilita rápidamente con el aumento de la profundidad.

Citemos ahora las expresiones halladas teóricamente para la

velocidad de fase de las ondas en las aguas profundas y poco profundas.

La velocidad de fase de las ondas de gravitación en aguas profundas es

$$V_F = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}, \quad (3)$$

y para aguas poco profundas ella es

$$V_F = \sqrt{gD}. \quad (4)$$

Aquí g es la aceleración de la fuerza de la gravedad; λ , la longitud de onda; D , la distancia desde la superficie hasta el fondo.

En el caso de aguas de profundidad media la expresión para V_F resulta muy compleja, por lo que la omitimos. Esta expresión, si $D \geq \lambda$, se convierte en la fórmula (3) para aguas profundas, y si $D \ll \lambda$, en la fórmula (4) para las aguas poco profundas.

Tengamos en cuenta, además del peso del líquido en la capa ondulatoria, la fuerza de tensión superficial que actúa en la zona tensada por la ola. La superficie de esta zona puede representarse como el arco de un círculo con un radio R tanto más grande cuanto mayor sea la longitud de onda y menor su amplitud. Según la fórmula conocida para la presión de las fuerzas de tensión superficial sobre una superficie curva $P = 2\sigma/R$, donde σ es el coeficiente de tensión superficial del líquido. Esta presión se debe agregar a la que ejerce el peso de la capa de líquido. Si tenemos en cuenta esta aportación, la velocidad de fase de las ondas capilares de gravitación en aguas profundas será

$$V_F = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi} + \frac{2\pi\sigma}{\rho\lambda}}. \quad (5)$$

Examinemos atentamente esta fórmula. Es evidente que con el aumento de la longitud de onda λ la aportación de la fuerza de gravedad se incrementa mientras la de las fuerzas de la tensión superficial disminuye con la misma rapidez. Y al contrario, con la disminución de la longitud de onda, adquieren un valor cada vez mayor las fuerzas de la tensión superficial. Si trazamos el gráfico de V_F en función de λ según la fórmula (5), para el agua (fig. 6), será fácil ver que el valor de V_F adquiere su valor mínimo para la longitud de onda $\lambda^* \approx 1,7$ cm; este valor es aproximadamente $V_F^* = 23$ cm/s.

Las ondas cuya longitud es menor que 1,7 cm se denominan capilares o de escarceo. Está claro que para ellas prácticamente no

existen condiciones de aguas poco profundas, a no ser en un plato de sopa, cuando usted sopla para enfriarla.

De la fórmula (5) y del gráfico construido (fig. 6) se deduce una particularidad muy importante: en aguas profundas siempre existe dispersión, es decir, con cualquier valor de la longitud de onda λ las ondas cortas siempre se moverán a distinta velocidad que las largas. Esto significa que en aguas profundas las ondas siempre variarán su forma. Pero las variaciones de las ondas, cuando $\lambda < \lambda^*$ y $\lambda > \lambda^*$, poseen un carácter completamente diferente. En la zona de ondas, a la izquierda de λ^* , las ondas cortas se propagarán más rápidamente que las largas, mientras en la zona a la derecha de λ^* , las ondas más cortas, al contrario, se retrasarán.

En las aguas poco profundas la situación es muy diferente. La longitud de onda no entra en la fórmula (4); esto significa que ondas de cualquier longitud que excedan considerablemente la profundidad del depósito de agua D , se desplazarán a una misma velocidad de fase, la cual se determina solamente por el valor de D . En otras palabras, la repartición de la imagen general en grupos de ondas (dispersión) no ocurrirá. La velocidad de grupo será igual a la velocidad de fase de las ondas.

Al mismo tiempo, examinando el gráfico, se puede ver que para los valores de la longitud de onda próximos a λ^* , donde la velocidad de fase se aproxima a su valor mínimo, ésta varía en función de λ de una manera bastante lenta. Por lo tanto, para longitudes de onda desde 1 hasta 4 cm, aproximadamente, la dispersión aún existiendo, es insignificante y las ondas en aguas profundas, en este diapason de longitudes, se comportan como en aguas poco profundas.

Establezcamos ahora el enlace cuantitativo entre la velocidad de grupo y la de fase de las ondas de gravitación y capilares. Igual que antes, hagamos correr en una misma dirección dos ondas sinusoidales con longitudes casi iguales. Sustituyamos en la fórmula (2) v_1 por

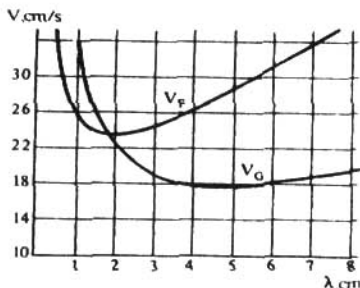


FIG. 6. Dependencia de las velocidades de fase y de grupo de la longitud de onda para las ondas capilares y de gravitación

V_{F1}/λ_1 , v_2 por V_{F2}/λ_2 y tomemos $\lambda_1 = \lambda$, $\lambda_2 = \lambda + \Delta\lambda$, donde $\Delta\lambda$ es una adición a λ , pequeña en comparación con éstos λ . Designemos $V_{F1} = V_F$, $V_{F2} = V_F + \Delta V_F$; es fácil comprender que la adición ΔV_F también será pequeña en comparación con V_F . Sustituyamos esta expresión en la fórmula (2) y hallemos una relación entre ellas:

$$V_G = V_F - \lambda \frac{\Delta V_F}{\Delta \lambda}. \quad (6)$$

La correlación entre las adiciones ΔV_F y $\Delta \lambda$ depende del enlace concreto entre V_F y λ . Unos cálculos sencillos demuestran que para las ondas de gravitación $\Delta V_F/\Delta \lambda = 1/2 V_F/\lambda$, de donde obtenemos el siguiente resultado importante:

$$V_G^{(grav)} = \frac{1}{2} V_F^{(grav)} \quad (7)$$

La velocidad de grupo de las ondas de gravitación es dos veces menor que la de fase.

Un cálculo análogo para las ondas capilares da $\Delta V_F/\Delta \lambda = -1/2 V_F/\lambda$, de manera que

$$V_G^{(cap)} = \frac{3}{2} V_F^{(cap)} \quad (8)$$

La velocidad de grupo de las ondas capilares es vez y media mayor que la de fase.

Esto significa que entre las ondas de gravitación excitadas en la superficie del agua ocuparán un primer lugar las ondas largas. Efectivamente, al lanzar una piedra al agua, notaremos que a la orilla primero llegan las ondas largas y solamente después un grupo de ondas cortas bien formadas. En el caso de ondas capilares la situación es inversa: en este caso el grupo de ondas cortas llega primero al extremo del depósito de agua y ya después llegan las ondas largas.

Sin embargo, la complejidad de esta representación del movimiento de las ondas, desaparece casi, si para la excitación de las ondas sobre el agua se utiliza una fuente de impulso no instantánea (la misma piedra) sino periódica (por ejemplo, una varilla vibratoria instalada en el depósito). Entonces por el depósito de agua correrán ondas prácticamente monocromáticas, con iguales frecuencia y longitud de onda. Si la varilla oscila con una amplitud constante, las crestas de las ondas tendrán igual altura. Pero éstas ya no serán ondas libres, que se mueven después de desconectar su fuente, sino ondas forzadas. Con ayuda de tales ondas se puede demostrar una serie de fenómenos

ondulatorios, los cuales tienen un significado muy importante para la física y la técnica: la interferencia de las ondas, su reflexión, refracción y difracción. En el caso de las ondas circulares los cuadros correspondientes tienen aspectos complejos, por eso, para comenzar, es mejor demostrarlas en las ondas planas, que pueden obtenerse colocando verticalmente en el agua una placa delgada oscilante.

Comencemos por la reflexión de las ondas. Coloquemos ante las ondas planas un obstáculo también plano, primeramente perpendicular a la dirección del movimiento de las ondas. Y notaremos un fenómeno sorprendente: las ondas cesan de correr, el cuadro ondulatorio quedó como petrificado (fig. 7). ¡Pero, en realidad nuestro productor de ondas sigue funcionando, formando ondas nuevas! Pues, ¿por qué las ondas móviles se convirtieron en estacionarias? Es el resultado de la interferencia de dos ondas, la que se desplaza hacia el obstáculo y la que se mueve a partir del mismo, en otras palabras, es el resultado de la adición de dos ondas orientadas en sentido opuesto.

Antes, nosotros también nos ocupábamos de la adición de ondas, pero, entonces el cuadro ondulatorio no quedaba inmóvil, por lo que allí agregábamos las ondas de longitudes desiguales que corrían en un mismo sentido. En aquel caso tuvo lugar una adición de ondas, pero en cada momento siguiente su resultado era distinto, el cuadro ondulatorio se desplazaba por el recipiente y variaba constantemente. Un mismo productor de ondas crea las ondas de igual longitud y, además, ambas ondas —la incidente y la reflejada por el obstáculo— poseen, en todo momento una diferencia igual de fases. Reflejada por el obstáculo, la onda cambia su fase bruscamente a 180° .

Si representamos ambas ondas en la figura y en forma algebraica, es decir, teniendo en cuenta los signos, sumamos los desplazamientos de las partículas, entonces veremos que se forma una nueva onda, en

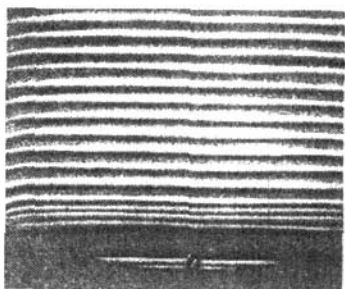


FIG. 7. Formación de la onda estacionaria al reflejarse la onda plana de la pared plana

la cual la altura de la cresta resulta dos veces más alta que en cada una de las ondas móviles. Este cuadro no cambiará con el tiempo: los puntos correspondientes en ambas ondas quedarán inmóviles uno con respecto al otro, durante todo el tiempo de que dure la propagación de estas ondas.

Pero, la inmovilidad de la onda en el espacio, desde luego, no significa que en la misma se pararon las partículas. Al contrario, ellas realizan movimientos muy diferentes (fig. 8). En vista de que la onda sigue inmóvil, la energía, a lo largo de toda la secuencia de ondas, no se propaga. Ella resulta concentrada en cada una de las ondas, en sus partes determinadas. En los puntos a igual distancia de la cresta y de la depresión –estos puntos se denominan nudos– donde el desplazamiento de la superficie del agua a partir de la posición de equilibrio es nulo, esta energía es mínima. En los puntos más elevados de las crestas y los más bajos de las depresiones –se les llama vientre– la energía es máxima.

Naturalmente, su valor depende de la altura de la onda. Cuanto más se aleja la superficie del agua de la posición de equilibrio, tanto mayor trabajo se necesita gastar, es decir, tanto mayor energía es transmitida a la onda. Simultáneamente, desde luego, esta energía será tanto mayor, cuanto mayor sea la masa de agua, abarcada por una onda.

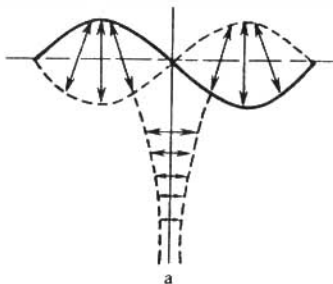


FIG. 8. Movimientos de las partículas de agua en la onda estacionaria: a, resultado del cálculo; b, fotografía

La cresta de la onda puede ser representada por un triángulo cuya altura es $h/2$, donde h es la amplitud completa, la altura de la onda, y la longitud de la base $\lambda/2$; así que su área será $1/2 (h/2)(\lambda/2) = h\lambda/8$; y la masa $m = \rho h\lambda/8$. El trabajo gastado para la formación de la cresta se transformó en su energía potencial. La magnitud de ésta se puede hallar, multiplicando mg por la altura media de elevación, igual aproximadamente a $h/4$. Añadiéndole a la energía potencial la cinética, la cual en los procesos periódicos es igual a la potencial, es posible hallar la energía E de la onda calculada para una longitud de onda (es decir, para una distancia entre crestas):

$$E = \frac{1}{8} \rho g h^2 \lambda. \quad (9)$$

Esta energía, como hemos señalado anteriormente, en el caso de la onda móvil se propaga con la velocidad de grupo de la onda.

Resulta que, además de la energía, la onda móvil traslada consigo un impulso. Este impulso p , también calculado para una longitud de onda, es

$$p = \frac{E}{V_F} = \frac{1}{8 V_F} \rho g h^2 \lambda. \quad (10)$$

Precisamente, la existencia del impulso en las ondas permite al tejedor correr por el agua y dejar tras sí las ondas capilares. En la onda estacionaria, desde luego, la transferencia de energía por la onda directa y la reflejada que se mueven una al encuentro de la otra se compensan, y el impulso total de la onda estacionaria se convierte en cero.

Cuando se forman las ondas estacionarias, la energía de cada una de ellas en su secuencia debe llegar a ser dos veces mayor. Como se distribuye ésta durante el movimiento de las partículas, puede verse en la fig. 8. Se ve que en los vientres las partículas efectúan desplazamientos verticales, mientras en los nudos, horizontales, y en los puntos intermedios, inclinados. Si repetimos nuestro ensayo con las partículas de polvo, sumergidas en el agua, veremos precisamente este cuadro, que no tiene nada de parecido con las órbitas de las partículas en las ondas móviles, que se muestran en la fig. 5.

Las ondas estacionarias pueden formarse también por superposición de dos ondas que se mueven a cierto ángulo una respecto a la otra. Dispongamos nuestro obstáculo a 45° respecto de la dirección de la onda que se mueve con dirección contraria a la suya. Tanto para las ondas en la superficie del agua, como para las otras, el ángulo de caída es igual al ángulo de reflexión, de manera que la onda

reflejada se propagará a 90° respecto de la onda incidente. Veremos nuevamente la onda estacionaria, la cual ahora tiene aspecto de hileras regulares de vientres, parecidos a pirámides y separadas por una red cuadrada de líneas nodales (fig. 9). Tal representación puede observarse también en la naturaleza, cuando las olas ruedan a cierto ángulo respecto al litoral. Después de estrellarse las olas marinas contra los muros rompeolas puede notarse que las crestas de las olas aumentan, sus vértices se afinan y se forma el bullaje del agua.

Durante la interferencia de las ondas circulares se forman cuadros ondulatorios aún más hermosos. Tal interferencia se puede llevar a efecto, por ejemplo, colocando ante las ondas un obstáculo plano o también creando al mismo tiempo ondas con dos varillas, que oscilan con igual frecuencia y amplitud. Propiamente dicho, es la misma cosa. La diferencia consiste solamente en que en el primer caso el cuadro ondulatorio ocupará la mitad del espacio; mientras en el segundo, todo el espacio.

¿Qué representa esto? También parece ser estacionario, aunque no en toda su extensión (fig. 10). Aquí también se alternan vientres y nudos, aunque las líneas de los vientres y nudos tienen otro aspecto que en el caso de las ondas planas. Ahora los vientres se disponen en puntos que se encuentran a distancias iguales de ambas fuentes, donde la diferencia en las fases de las crestas es nula, y, además, en los puntos en que la diferencia de fases es de 360° , 720° , etc., es decir, allí donde las distancias desde ambas fuentes se diferencian en un número entero de longitudes de ondas (o número par de semiondas).

Como lugar geométrico de tales puntos, cuyas distancias desde los otros dos es una magnitud constante, sirve la hipérbola (y, desde luego, la recta, trazada por el centro de los orígenes). Por lo tanto los vientres estarán sobre esta recta y sobre las curvas hiperbólicas. (Sin

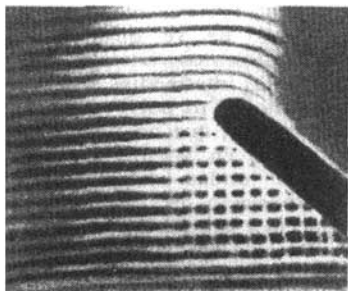


FIG. 9. Formación de la onda estacionaria al superponer las ondas planas bajo un ángulo recto una a la otra

duda, si el obstáculo tiene forma de muro plano, no será recta: coincidirá con el plano del obstáculo.)

A su vez los nudos se dispondrán en los puntos, hacia donde las ondas desde dos fuentes llegarán con diferencia de fases de 180° , 540° , etc., es decir, en los puntos, cuyas distancias desde ambos orígenes se diferencian en número impar de semiondas ($1/2\lambda$, $3/2\lambda$, etc.). Los lugares geométricos de tales puntos son también hipérbolas, pero dispuestas entre hipérbolas hacia los vientos. Justamente la alternación de estas hipérbolas crea un hermoso cuadro ondulatorio.

Sin embargo, mirando con atención, puede observarse que esta representación tan precisa cerca de los orígenes de las ondas a medida que se aleja de ellos se hace cada vez menos clara y más inestable. ¿Por qué? Pues porque incluso en ausencia de viscosidad y absorción de las ondas la altura de las ondas circulares, aunque despacio, pero disminuye a medida que se propagan desde su fuente. (Esto ocurre también con las ondas originadas por la piedra lanzada al agua, de manera que, si la orilla se encuentra lejos del lugar donde surgieron las ondas, hasta la misma, generalmente, llegarán ondas insignificantes.)

Desde luego, al limitarnos a tal afirmación, en realidad es poco lo que explicamos. La esencia del fenómeno físico queda sin abrir. Y ella consiste en lo siguiente. A diferencia de la energía de las ondas planas, la energía transportada por las ondas circulares, a medida que se alejan del origen, se distribuye por el frente de la onda de una manera cada vez más amplia. A cada unidad de longitud del frente le corresponde una energía cada vez menor, lo que quiere decir que se reduce la altura de la onda. (Señalamos la siguiente circunstancia. La densidad de la energía por unidad de longitud del frente de la onda circular deberá disminuir proporcionalmente al radio de éste, es decir, proporcionalmente a $1/R$. Pero, como la energía misma es

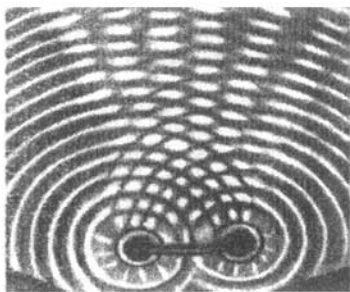


FIG 10. Representación ondulatoria al superponer ondas circulares

proporcional al cuadrado de la altura de las ondas, esta altura disminuirá sólo como $1/\sqrt{R}$. Análogamente para la voluminosa onda esférica, cuya área del frente es proporcional a R^2 , la densidad de energía por unidad de área del frente disminuirá como $1/R^2$, y la altura de las ondas, como $1/R$, es decir, significativamente más despacio.)

Siendo así, las ondas con una misma altura se adicionarán solamente a igual distancia de ambos orígenes y estos puntos se disponen sólo en la recta perpendicular a la línea que enlaza los orígenes. En las hipérbolas se adicionan las ondas con crestas de diferentes alturas, es decir, los nudos absolutos (donde los desplazamientos de los puntos son iguales a cero) generalmente no aparecen. Un cuadro de interferencia muy claro se observa en los puntos de la recta, que pasa entre las fuentes, y en puntos próximos a ella, precisamente los cuales están a tales distancias de ambos orígenes, que no se diferencian mucho. Cuanto más se diferencian por su amplitud las ondas que llegan a un punto determinado, tanto más difusos son los vientres y los nudos de la onda estacionaria y tanto menos evidente es ésta. Justamente lo dicho se observa a gran distancia de ambas fuentes de ondas circulares.

Como consecuencia tras la onda estacionaria surge una onda móvil, debido a que se adicionan ondas con diferentes amplitudes. Tal onda móvil aparece también con adición de ondas planas, si se reflejan del obstáculo con pérdida de altura. En realidad esto significa que a la onda reflejada se le adiciona, formando una onda estacionaria sólo una parte de la onda incidente, cuya altura es igual a la de la onda reflejada, mientras el resto "no petrificado" de la onda incidente continúa propagándose. Esto es fácil de observar también en los bordes del claro cuadro estacionario de interferencia, causado por dos ondas circulares iguales.

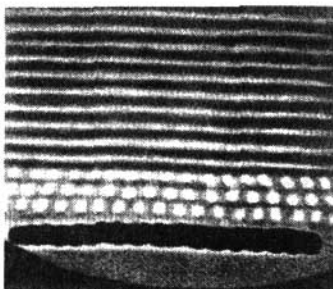


FIG. 11. Surgimiento de una onda plana al superponer muchas ondas circulares

Pero ahora aumentemos el número de productores de ondas, digamos, hasta diez, pero con la condición de que estén dispuestos en hilera y engendren ondas de igual frecuencia y amplitud. ¿Qué cuadro veremos? En vista de que cada fuente crea ondas circulares, entonces, al parecer, deberíamos observar precisamente estas ondas. Sin embargo, de hecho todo es distinto debido a la interferencia. A consecuencia de la interferencia de unas con otras, las ondas circulares de todas las fuentes originarán... ondas planas (fig. 11). Ésta será tanto más plana, cuanto más orígenes tomemos y cuanto más cerca estén dispuestos los unos de los otros (es suficiente que la distancia entre los mismos sea próxima a la longitud de las ondas originadas por ellos). Y sólo en los extremos del sistema de fuentes, dispuestos en una recta, veremos las ondas circulares.

¿Qué significa esto? En realidad, el hecho de que cualquier fuente extendida de ondas pueda ser sustituida por un sistema conformemente elegido de fuentes puntuales de ondas circulares. Por ejemplo, para la obtención de ondas planas se puede sustituir una plancha rectangular por una decena de varillas dispuestas en fila. ¿Qué hay aquí de sorprendente? – usted dirá – una plancha rectangular se puede considerar compuesta por un gran número de puntos, que podemos sustituir por una decena de vibradores. Correcto, pero en este caso se omite un momento de importancia extraordinaria: las ondas, resultantes de la emisión de todas estas fuentes, se obtienen como consecuencia de la interferencia de ondas pequeñas aisladas.

La posibilidad de sustituir una fuente real de ondas por un sistema de orígenes puntuales, los cuales engendran las ondas pequeñas que se interfieren, sugiere una idea muy importante. Esta recibió el nombre de principio de Huygens – Fresnel. En efecto, no es obligatorio considerar siempre como fuente de la onda un productor de ondas real. Se puede por un instante, considerar suspendida la onda y aceptar que luego ella misma se convertiría en fuente y garantizaría su ulterior propagación. Para esto, evidentemente, en el extremo delantero, o sea en el frente de la onda suspendida es necesario situar unas fuentes secundarias de ondas pequeñas, sumarlas teniendo en cuenta su interferencia y así hallar la forma del frente de ondas en lo sucesivo (fig. 12).

Si el frente de la onda suspendida en cierto momento ha sido plano, entonces las fuentes secundarias distribuidas en el mismo, en su conjunto desde luego, nuevamente crearán la onda plana, la cual avanzará por delante de la fuente inicial. Si el frente de la onda es circular, la construcción correspondiente del cuadro de interferencia vuelve a dar un frente circular, pero con un radio mayor, como corresponde a la onda que se extiende. Está claro que

todos los puntos en el frente de la onda se encuentran en una misma fase, debido a que están formados por las fuentes secundarias en un mismo momento. Por lo tanto, sumando las pequeñas ondas secundarias, es necesario construirlos también para una sola fase, y la envolvente de estas pequeñas ondas, da la posición del frente de la onda en adelante.

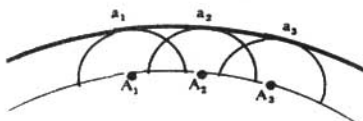
¿Qué hay de interesante en esto? Pero es, a todas luces, evidente que la onda plana, cuya propagación no obstaculiza nada, seguirá propagándose en forma plana y el frente de la onda circular en un depósito de agua sin orillas seguirá siendo una circunferencia. ¡Además, si consideramos un nuevo frente simplemente como la envolvente de las pequeñas ondas secundarias, construidas en el frente anterior, entonces quedará totalmente claro que debe originarse una onda, que correrá hacia atrás! En efecto, las pequeñas ondas secundarias representan circunferencias completas, las cuales poseen envolventes no sólo adelante, sino también detrás del frente.

¡Pero, nadie ha visto esta onda reflejada!

Huygens, presentando su principio de cálculo de la propagación de las ondas, sin duda, no podía saber sobre la interferencia, la cual fue descubierta algo más de un siglo después. El evidente absurdo de la onda reflejada resultó ser una seria dificultad para su principio. Huygens se vio obligado a aceptar, sin demostración, que esta onda no existe. La reacción, causada por la desesperación al encontrarse con esta dificultad, fue tan grande que Huygens anunció incluso la inexistencia de las ondas, claramente visibles en los extremos del sistema de orígenes, cuando son de dimensiones limitadas (conjunto de varillas que imitan una plancha), o las que surgen cuando la onda pasa cerca del obstáculo. En otras palabras, Huygens tiró el agua de la bañera con el niño y todo, teniendo en las manos absolutamente una correcta explicación del fenómeno de difracción de las ondas, ya conocido en su tiempo.

Una salida acertada de esta situación la encontró el físico francés Fresnel siglo y medio después, al unir el principio de Huygens con el fenómeno de interferencia descubierto un poco antes. El frente nuevo, no es simplemente la envolvente de todos los frentes de las pequeñas ondas secundarias. Es la línea, en la cual sólo se diferencian de cero los resultados de la adición de las pequeñas ondas secundarias. Y tal línea es única. Ella existe sólo delante del frente de la onda progresiva. La

FIG. 12. Explicación del principio de Huygens. Las fuentes de ondas secundarias A_1 , A_2 , A_3 en el frente de la onda en cierto momento forman el frente de la onda a_1 , a_2 , a_3 en el momento posterior



segunda línea, detrás del frente, no existe: allí, como resultado de la interferencia de las ondas secundarias, la amplitud de la onda total en todos los puntos es igual a cero. La onda reflejada no es debida precisamente a la interferencia. Y esta misma interferencia mantiene automáticamente la forma invariable del frente de la onda progresiva, cuando las propiedades del medio son constantes y no hay obstáculos delante de la onda.

Mas, supongamos que las características del medio cambiaron, la onda pasó, por ejemplo, de aguas profundas a poco profundas y la velocidad de su propagación cambió. Si el frente de la onda incidente es paralelo a la frontera de las aguas profundas con las poco profundas, no percibiremos nada, excepto la variación de la velocidad de fase de propagación de la onda y la alteración correspondiente de su longitud; esto se deduce de la relación (1), ya que la frecuencia de las ondas, dada por su fuente, es constante. Pero, si el frente de la onda forma algún ángulo con límite de separación, entonces la onda varia su dirección. Este fenómeno es conocido con el nombre de refracción de las ondas.

El principio de Huygens lo explica con facilidad. Si, digamos, en un frente plano de ondas en un primer plano se dispone una fila de fuentes secundarias, las pequeñas ondas llegarán desde estas fuentes hasta el límite de separación en fases diferentes, ya que son diferentes las distancias desde cada fuente hasta el límite. Por ello las pequeñas ondas en el límite deben construirse de manera que se compense la diferencia de fases surgida. Para la fuente dispuesta allí donde el frente converge con el límite de separación, es necesario construir la semicircunferencia más grande (fig. 13), mientras que para la fuente, dispuesta a una distancia máxima del límite, la más pequeña, es decir, un punto. En este caso es necesario tomar en consideración que disminuyó la velocidad de traslación del frente al otro lado del límite de separación entre las aguas profundas y las poco profundas. Y ahora se puede construir la envolvente de todas las ondas pequeñas secundarias. Se ve que ella forma un ángulo menor con el límite de

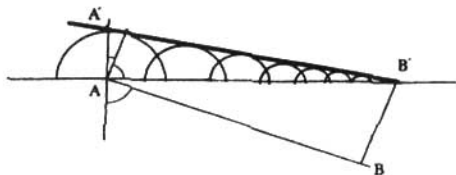


FIG. 13. Empleo del principio de Huygens a la refracción de las ondas. *AB* es

el frente de la onda incidente; *A'B'*, el frente de la onda refractada

separación, que el frente inicial. Precisamente esto es la refracción de la onda.

Para las ondas sobre el agua ésta puede fácilmente observarse, haciendo en el fondo de la bañera del depósito escalones (fig. 14). Justamente la refracción de las ondas en la frontera entre las aguas profundas y poco profundas que varía suavemente no es tan brusca y explica el por qué las olas marinas, que forman un ángulo con respecto a la orilla, junto a ésta se enfilan y se hacen casi paralelas al margen del litoral.

Y ahora debemos recordar lo que desechó Huygens y que podríamos observar en los extremos del sistema de varillas oscilatorias. Se trata de la desviación del frente de ondas planas con respecto al sistema de varillas. En realidad lo que vemos, es la desviación de la habitual propagación rectilínea de las ondas. Esto infringe el principio, de acuerdo al cual la onda en cada momento siguiente exactamente se reproduce a sí misma, de manera que la forma de su frente permanece invariable. Sobre todo esto deviene con especial claridad, si se considera no como una propagación libre de ondas, sino como su paso a través de obstáculos.

Coloquemos en el camino de una onda plana, paralelamente a su frente, un obstáculo plano con una ranura y que al comienzo sus dimensiones sean mucho más largas que la longitud de la onda. Detrás del obstáculo veremos una amplia onda plana, que ocupa todo el ancho de la ranura y en sus extremos veremos además ondas circulares. De acuerdo al principio de Huygens, éstas son pequeñas ondas secundarias, creadas por las fuentes que se forman en los

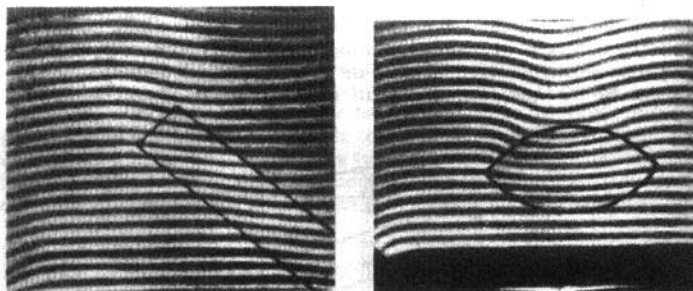


FIG. 14. Refracción de las ondas sobre el agua

extremos de la ranura (fig. 15). En total el cuadro recuerda mucho lo que vimos en el caso de la hilera de varillas y tiene la misma explicación: las fuentes secundarias en el centro de la ranura crearon ondas pequeñas, cuya interferencia provoca la onda plana; mientras que las ondas en los extremos de la ranura experimentan solamente una débil interferencia y por ello quedan prácticamente circulares.

El fenómeno del doblamiento de las ondas en la zona de sombra tras el obstáculo se hace más preciso a medida que vayamos estrechando la ranura. Si la ranura es igual a la longitud de la onda, entonces todas las fuentes secundarias de ondas pequeñas se encontrarán muy próximas las unas a las otras. Y en este caso ellas pueden sustituirse por una fuente puntual. Tal fuente crea, naturalmente, la onda circular. Ésta puede observarse en la superficie del agua tras el obstáculo (fig. 16).

De este modo, para la difracción de las ondas una gran importancia la tienen las dimensiones relativas y no las absolutas de los obstáculos (o ranuras en ellos), es decir, las relaciones de estas dimensiones respecto de la longitud de onda. Pero esto es poco. Sabemos que las ondas circulares se debilitan gradualmente a medida que se alejan de la fuente, verdadera o secundaria no tiene importancia. Existe el riesgo de no descubrir la difracción, observándola desde lejos detrás del obstáculo. Es decir, además de la correlación entre las dimensiones del obstáculo y longitud de onda, se debe también tener en cuenta la distancia hasta el obstáculo.

La difracción de las ondas en condiciones naturales se puede con facilidad observar junto al litoral, cuando desde el mar hacia éste avanza una hilera correcta de ondas planas, por ejemplo, las olas de la

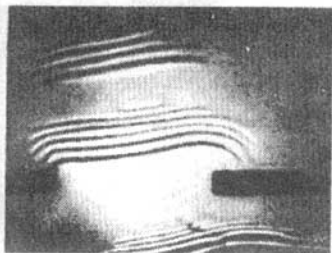


FIG. 15. *Difracción de ondas producida por medio de una rendija ancha*



FIG. 16. *Difracción de ondas producida por medio de una rendija estrecha*

marea muerta. Si un barco se encuentra anclado, de costado respecto a las olas (las olas siempre tratarán de girarlo precisamente hacia una posición estable, para mayor desagrado de los pasajeros, puesto que el balanceo es particularmente desagradable), entre el mismo y el litoral, siendo la eslora del barco considerablemente mayor que la longitud de las ondas móviles, surge la zona de sombra, o sea, la zona de aguas tranquilas. Pero, cuanto mayor es la distancia hasta el barco, tanto más penetran las olas en esta zona desde sus extremos, de manera que junto a la orilla pueden desaparecer completamente las zonas de aguas tranquilas. Si hacia un barco pequeño ruedan olas largas de la marea muerta, la sombra puede no aparecer en absoluto: como resultado de la fuerte difracción las olas no "advertirán" al barco.

La difracción de las ondas se toma en consideración al hacer los proyectos de obras de protección de los puertos marinos. Si en un puerto la bocana se hace demasiado amplia, y se dispone en la parte, hacia donde llegan con más frecuencia las olas altas, entonces en el puerto no habrán aguas tranquilas. Si la bocana se hace lo suficientemente estrecha, entonces se puede disponerla a cualquier ángulo. En el puerto entrarán solamente olas difractadas, cuyas alturas irán disminuyendo a medida de su aproximación a la orilla (fig. 17).

Los procesos de difracción e interferencia de las ondas, examinados por nosotros, aparecen tan simples sólo para las ondas

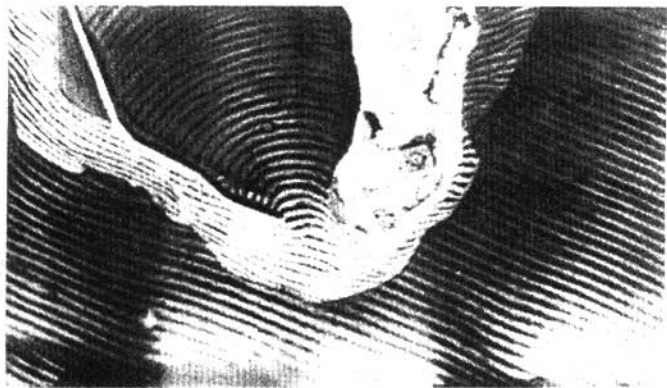


FIG. 17. Cuadro ondulatorio en un espacio acuoso del puerto con un paso estrecho para embarcaciones

lineales, es decir, para las muy en declive, que, ordinariamente, se superponen entre sí. Para las ondas no lineales abruptas, el cuadro se complica. Tales ondas no sólo se adicionan, sino que actúan recíprocamente las unas con las otras. Esto lleva a una verdadera serie de fenómenos muy interesantes. Nosotros describiremos aquí solamente algunos de ellos.

Ante todo, resulta que en muchos casos las ondas periódicas sencillas, parecidas a las sinusoidales (pero con crestas algo agudas), son inestables; ellas no pueden conservar por mucho tiempo su uniformidad. Por ejemplo, en el caso de las ondas sobre las aguas profundas empieza a desarrollarse un proceso, el cual recibió el nombre de "autocompresión" de trenes de ondas: la fila regular de ondas tiende a disgregarse en grupos aislados con una amplitud baja entre los mismos. En lugar de las filas regulares de ondas comienza a formarse un vaivén ondulatorio. Este proceso se observa muy bien en un depósito experimental, si el productor crea ondas de amplitud moderada (respecto a la longitud de la onda).

Otro interesante efecto no lineal surge en aguas poco profundas. Debido a la no linealidad, en las mismas pueden surgir olas de formas muy interesantes, ondas solitarias. La solitaria es una ola única, que se asemeja a una semionda: tiene cresta, pero no tiene depresión, de manera que la cresta, por ambos lados, pasa suavemente al nivel de equilibrio del agua (fig. 18). (La procedencia del nombre solitaria, en esencia, es tal, como la palabra "solista": ésta, efectivamente, es una



FIG. 18. Perfil de la ola solitaria

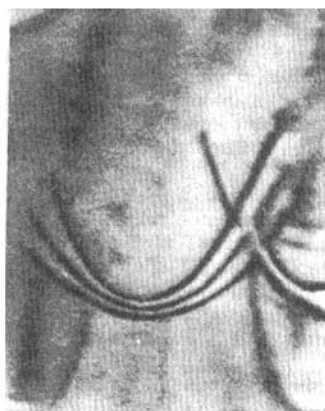


FIG. 19. Olas solitarias en forma de herradura en una capa fina de agua confluyente

ola solitaria sobre el fondo de la superficie inmóvil del depósito de agua.) La onda solitaria posee mucha simetría, pero de ningún modo es sinusoidal. Es una onda no lineal, a pesar de que, formalmente, puede considerarse que su longitud se extiende hasta lo infinito (por eso no vemos la depresión). En las aguas poco profundas, de 1 cm de profundidad, aproximadamente, solitaria se compone de ondas de gravitación y surge sólo al elevarse el nivel del agua. Las ondas solitarias se originan muy fácil en las cañadas anchas y poco profundas, que fluyen por el asfalto: tal cañada siempre está cubierta por una rejilla de largas franjas onduladas entrecruzadas y estacionarias. Precisamente éstas son las ondas solitarias.

En aguas muy poco profundas, cuando las fuerzas capilares pasan a tener mayor importancia, las ondas solitarias adquieren forma de pequeñas quebradas más a menudo de forma irregular. Mirando atentamente a l pequeño chorro, que corre por el asfalto desde el canalón, se puede advertir seguramente unos pequeños ahondamientos en forma de "pajaritos". Las ondas solitarias de formas más complejas pueden observarse también en una capa fina de agua fluyente (fig. 19).

Capítulo segundo

ONDAS LARGAS

Ya en la antigüedad los hombres adivinaron que los flujos y reflujo están relacionados con el movimiento de la Luna. Las primeras explicaciones de esta relación fueron tan fabulosas, como las explicaciones, de aquel entonces, de la influencia de la Luna sobre los ciclos vitales del organismo humano y de muchos animales. Luego, con el desarrollo de la mecánica, estas conjeturas fueron fundamentadas científicamente. Los flujos, debido a que surgen de una manera relativamente simple, tuvieron más "suerte" que otros tipos de olas. Ya en el siglo XVII fue creada la primera teoría exacta acerca de su origen.

Sin embargo, los flujos, durante un tiempo bastante largo, no despertaron seriamente el interés de los científicos. Además, el gran Galileo en su libro "Sistema del mundo" se permitió hacer un reproche a Kepler, por dedicarse a la teoría de las mareas: ¡En balde - dice - esta persona sabia pierde su tiempo en el estudio de semejantes tonterías!

Para resolver el problema sobre el origen de las mareas se necesitó el descubrimiento de la gravitación universal, y poco tiempo después Newton utilizó su descubrimiento para la creación de la primera teoría de las mareas. Esta teoría, de principio correcta, que explicó importantes rasgos de las mareas, ante todo su compleja periodicidad, no obstante, era imperfecta. Era una teoría estática que tenía en cuenta sólo las fuerzas que provocan las mareas, pero no consideraba el movimiento ondulatorio del agua provocado por las mismas. Naturalmente, es imposible reprochar esto a Newton: los rudimentos de la ciencia sobre el movimiento del agua - la hidrodinámica - fueron creados solamente un siglo después. Entonces surgió la teoría dinámica más exacta de las mareas, perteneciente al científico francés Laplace.

Seguimos la vía histórica: desde la estática del surgimiento de las mareas hasta la dinámica de las olas del flujo. Para comenzar, con el objetivo de simplificar, desdeñemos la rotación de la Tierra alrededor de su eje y consideremos solamente la rotación de la Tierra y la Luna. Precisamente así, y no la rotación de la Luna alrededor de la Tierra: la Tierra no está fija en el espacio, al igual que la Luna; estos cuerpos que se atraen mutuamente no giran uno cerca del otro, sino ambos alrededor de un centro de masas común.

La Luna, desde luego, posee una masa mucho menor que la de la Tierra, pero es mucho más maciza que los satélites artificiales de la

Tierra. Para los satélites artificiales el centro de masas común prácticamente se encuentra en el centro de la Tierra, y se puede decir con plena razón que el satélite rota alrededor de la Tierra. Para la Luna y la Tierra el centro de masas común también se encuentra dentro de la Tierra, pero en este caso está a una profundidad aproximadamente igual a un tercio del radio terrestre.

En cualquier punto que se encuentre sobre la superficie de la Tierra, deben actuar como mínimo tres fuerzas: la fuerza de atracción de la Luna, la de atracción de la Tierra y la fuerza de inercia, o sea, fuerza centrífuga, relacionada con la rotación de la Tierra alrededor del centro de masas. Intentemos valorar las magnitudes y direcciones de estas fuerzas.

La fuerza de atracción hacia la Luna, probablemente, sea diferente para distintos puntos de la superficie terrestre. Ella posee su mayor valor en un punto "bajo la Luna" y el menor, en un punto opuesto del globo terráqueo. Llamemos R a la distancia entre los centros de la Tierra y la Luna, y r al radio de la Tierra. En vista de que el radio de la Tierra, es aproximadamente 6 400 km y la distancia entre ésta y la Luna, 380 000 km, $R \approx 60r$. Entonces, según la ley de la atracción universal, el mayor valor de la fuerza es igual a $GM_T M_L / (R - r)^2$, y el menor, $GM_T M_L / (R + r)^2$, donde M_T y M_L son las masas de la Tierra y la Luna, respectivamente; G es la constante de gravitación. La diferencia entre ellas, puesto que r es mucho menor que R , con una buena precisión es $4 GM_T M_L r / R^3$. El valor máximo del ángulo formado por la dirección desde un punto de la superficie de la Tierra hacia el centro de la Luna y la recta que une los centros de estos planetas, como es fácil calcular, tiene aproximadamente 2° .

La fuerza de la gravedad en cualquier punto de la superficie terrestre puede considerarse constante, en cuanto a su magnitud, y dirigida hacia el centro de la Tierra.

Para valorar la fuerza centrífuga, se requiere hacer un pequeño esfuerzo mental. Si consideráramos el movimiento de la Tierra alrededor de su eje (el centro de masas se encuentra en el centro de la Tierra), la fuerza centrífuga en cualquier punto estaría dirigida a partir del centro de la Tierra. Pero al girar la Tierra alrededor del centro de masas común con la Luna y estar ausente su propia rotación, esta imagen recuerda la rotación de una bola atada a una cuerda: todas las fuerzas centrífugas en cualesquiera puntos de la bola son paralelas y la dirección de éstas coincide con la de la cuerda. La magnitud de la fuerza, que actúa sobre la bola, evidentemente, es igual a la fuerza centripeta, que actúa sobre la cuerda. Entre la Tierra y la Luna, sin duda, no existe ninguna cuerda, pero la fuerza de la atracción mutua la sustituye con éxito. Es decir, la fuerza centrífuga en todos los puntos de la superficie de la Tierra posee una misma dirección, paralela a la

línea que une los centros de la Luna y la Tierra, y en todas partes es igual a la fuerza de la atracción entre estas.

Y ahora es necesario sumar todas estas fuerzas tomando en consideración sus valores y direcciones. En la fig. 20 presentamos dos dibujos de las fuerzas, las componentes verticales y horizontales de la fuerza formadora de las mareas. Es evidente que en el punto "bajo la Luna" la fuerza resultante tiene su valor máximo y está dirigida hacia el centro de la Luna; esta fuerza es vertical. En el punto opuesto ella también tiene su valor máximo, pero está dirigida en dirección contraria a la Luna. La fuerza horizontal en el punto "bajo la Luna" y en el punto opuesto es nula; después ella aumenta hasta su valor máximo en la circunferencia situada a medio camino hacia la terminación (frontera entre las partes iluminada y no iluminada de la superficie lunar); en la terminación disminuye hasta cero, y tras ella todo se repite en orden inverso, puesto que la fuerza horizontal cambia su dirección por la opuesta.

La fuerza vertical, adicionándose o sustrayéndose de la fuerza de atracción de la Tierra, puede provocar sólo la disminución o el crecimiento del nivel de agua. Pero, llevar esta ola a realizar un movimiento forzado puede solamente una fuerza horizontal.

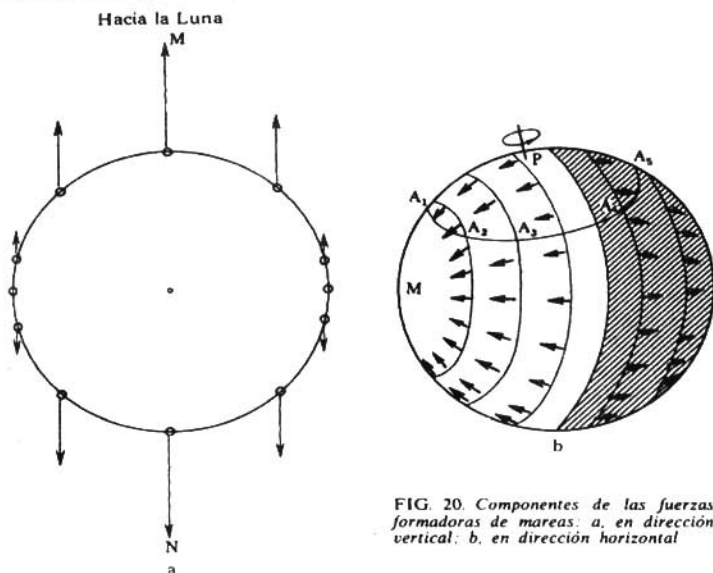


FIG. 20. Componentes de las fuerzas formadoras de mareas: a, en dirección vertical; b, en dirección horizontal

"Insertemos" ahora la rotación propia de la Tierra. Supongamos que el observador se encuentra en cierta latitud. Al girar la Tierra alrededor de su eje, el punto en que se encuentra el observador, ocupa consecutivamente las posiciones $A_1, \dots, A_5$. Cuando el observador se encuentra en el punto A_1 la Luna se encuentra sobre su cabeza y la fuerza horizontal es casi igual a cero. Al cabo de 3 h, aproximadamente, cuando la Luna se retira hacia el sur, esta fuerza alcanza su valor máximo y pasadas 3 h más, cuando la Luna desaparece tras el horizonte, se convierte en cero. Después de esto ella vuelve a crecer, mas ya posee una dirección contraria; al cabo de 3 h alcanza de nuevo su mayor valor y después desciende hasta cero. De este modo, los máximos y mínimos de esta fuerza tienen lugar 4 veces por día, con la particularidad de que primeramente está dirigida en un sentido y luego en el contrario. Esto significa que el flujo y el reflujo tienen lugar dos veces al día.

Y ahora es necesario recordar que en el cielo, "no lejos" de la Tierra, hay otro objeto cósmico macizo, el Sol. Él se encuentra de la Tierra, aproximadamente, 400 veces más lejos que la Luna, pero, en cambio, su masa es casi 25 000 000 de veces mayor que la de la Luna. Comparemos las fuerzas que provocan las mareas en la Tierra, debidas a la acción del Sol y de la Luna (el índice "S" se refiere al Sol):

$$G \frac{M_T M_S}{R_S^2} / G \frac{M_T M_L}{R_L^2} = \frac{M_S}{M_L} \left(\frac{R_L}{R_S} \right)^3 \approx 0,45. \quad (11)$$

¡No es una magnitud pequeña! Y en ese caso, el Sol también es capaz de suscitar mareas en la Tierra, sólo que dos veces más débiles que las lunares.

Evidentemente, las mareas alcanzan su máximo cuando la Luna y el Sol actúan en una misma recta y su mínimo cuando la Luna se encuentra "de costado" al Sol, es decir, en una línea, perpendicular a la línea entre la Tierra y el Sol. Cuando la Luna se encuentra entre la Tierra y el Sol, ella no se ve, ésta es la fase de la Luna nueva; cuando se encuentra detrás de la Tierra, y ella se encuentra bien iluminada, tenemos la Luna llena. Durante las fases de Luna nueva y Luna llena, una vez en dos semanas, el flujo es el más alto; se denomina flujo de la marea de aguas vivas o de la marea alta. En las fases intermedias el flujo resulta el más bajo y se denomina flujo de la marea de cuadratura o de la marea baja. Comparando las fuerzas que suscitan las mareas del Sol y de la Luna, se puede concluir que el flujo de la marea de aguas vivas debe ser aproximadamente 3 veces superior al de cuadratura.

De este modo, la superficie aproximadamente esférica del océano, bajo la acción de la atracción lunar, deberá tomar una forma

elipsoidal, ligeramente extendida en dirección a la Luna y aplastada en el plano, perpendicular al anterior. Al parecer, el elipsoide debe seguir el movimiento de la Luna y la ola de la marea (más exactamente, dos olas por ambos lados del elipsoide) debe recorrer la Tierra en 24 h. Al mismo tiempo todos los flujos en una misma fase (sea en la marea de aguas vivas, sea en la de cuadratura) debieran tener igual altura. Mas, aquí se introducen complicaciones astronómicas.

En primer lugar, no es constante la distancia desde la Luna hasta la Tierra, la distancia desde el Sol hasta la Tierra también es variable. Segundo, los periodos de revolución de la Luna y del Sol alrededor de la Tierra (o la Tierra alrededor del Sol, ahora esto no tiene importancia para nosotros), aunque son cercanos, pero no coinciden (24 h para el Sol y 24 h 50 min para la Luna). Así sucesivamente, el plano de la órbita de la Tierra está inclinado respecto al ecuador de ésta aproximadamente a 23° , y el plano de la órbita lunar forma con el plano de la órbita terrestre un ángulo aproximado de 5° . Por ello las fuerzas suscitadoras de las mareas del Sol y de la Luna actúan en total desacuerdo y, además de la periodicidad de medio día y de dos semanas, la altura de los flujos debe observarse también con periodicidades de mayor duración.

Pero la causa principal de esto no reside en motivos astronómicos, sino en unos estrictamente terrestres. El hecho es que el, anteriormente mencionado, perfil ideal elipsoidal de la superficie del océano mundial no existe. Y los motivos de ello son las condiciones de propagación de las mareas. Cualquier onda en la superficie del agua posee una determinada velocidad de difusión. La ola del flujo es una onda muy larga; en la línea ecuatorial su longitud se aproxima a los 20 000 km. El océano mundial, incluso teniendo partes profundas de hasta 11 km, es el de menor profundidad para tales ondas. Entonces, según la fórmula (4) incluso con tales profundidades la velocidad de propagación de la ola alcanza los 1 100 km/h, es decir, da la vuelta a la Tierra por su línea ecuatorial aproximadamente en 36 h, retrasándose de la Luna en medio día. En realidad la profundidad media del océano es menor y la ola del flujo llegará al punto de observación aún más tarde. Las observaciones demuestran que los flujos de la marea de aguas vivas llegan al punto de observación generalmente pasados de 1 a 1,5 días del plazo astronómico; en muchos lugares se retrasan incluso en 6...7 días.

Pero es absolutamente evidente la necesidad de pronosticar las mareas, sobre todo para las zonas no profundas del mar, las cuales en las horas de reflujo pueden resultar muy poco profundas para las embarcaciones de gran calado. Calcularlas teóricamente, teniendo en cuenta el cuadro real y las profundidades del fondo marino, la influencia de los sectores cerrados de mar y litorales, es simplemente

imposible. Por eso se lleva durante muchos años el registro de la dinámica de los flujos y reflujos, en los mares navegables, con ayuda de equipos especiales. A la descripción de tales equipos se podría dedicar un libro entero ameno, pero no podemos detenernos en esto.

Y he aquí los datos reunidos durante muchos años, de ellos se excluyen los datos obtenidos de fuertes temporales en períodos no típicos. Y después comienza un procedimiento ya conocido. La compleja dependencia entre la altura de los flujos y reflujos respecto del tiempo se descompone en curvas sinusoidales elementales con períodos y fases, correspondientes a los movimientos astronómicos de la Luna y el Sol, y alturas que responden a las magnitudes relativas de las fuerzas suscitadoras de mareas para un lugar geográfico dado de observación. Tal descomposición puede realizarse, por ejemplo, con ayuda del analizador armónico o, como se le denomina, analizador Fourier. Entonces, conociendo la posición de la Luna y el Sol (éstas, precisamente, se calculan por las fórmulas de la mecánica celeste), estas sinusoides se pueden sumar en los respectivos momentos de tiempo. La adición se puede realizar o con ayuda de ordenadores electrónicos (los cálculos manuales son muy laboriosos), o con ayuda de las denominadas máquinas pronosticadoras de mareas. Ellas son unos mecanismos complejos con poleas, manivelas, motores eléctricos y otros sistemas. A la salida de estos mecanismos está instalado un

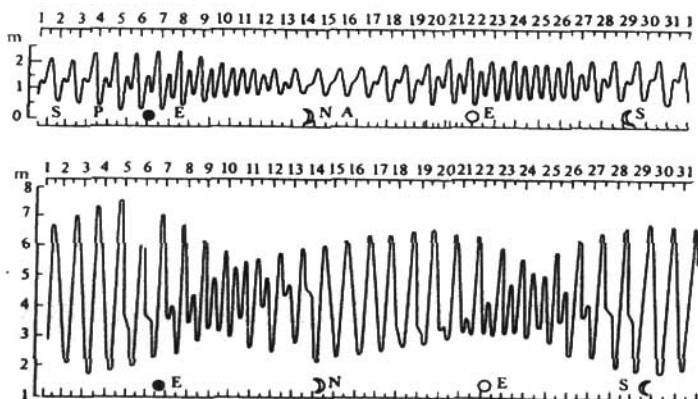


FIG. 21. Curvas de pronóstico de la altura de las mareas, calculadas por la síntesis de Fourier de unos sumandos periódicos independientes

autorregistrador que en un tambor dibuja las curvas de los pronósticos de los flujos. Algunas de estas curvas se pueden ver en la fig. 21. Es evidente que en algunas de ellas, además de los flujos normales, que siguen uno tras otro con un período de medio día, existen fuertes mareas con periodos de veinticuatro horas. La existencia de semejantes flujos con periodicidad diaria, que se observan en el golfo de Tonquín, fue explicada por Newton.

Pero regresemos a la física de las olas de flujo. Antes que nada, intentemos valorar la altura de una ola de flujo en alta mar. Esto de una manera simple puede hacerse de la siguiente forma. Supongamos que el océano cubre la Tierra con una capa esférica, cuya superficie se encuentra a la distancia H del centro del globo, de esta manera su energía potencial es igual a mgH , donde m es la masa del océano. La acción de la Luna conlleva transformación de la capa esférica en elipsoidal, estirada en dirección a la Luna y aplastada en dirección perpendicular en ΔH , magnitud que consideraremos igual para los cuatro puntos de las crestas y depresiones de la ola. La energía potencial E_D de este océano deformado puede aceptarse igual a $E_D = E_S + 4mg\Delta H$, donde E_S es la energía potencial del océano no deformado. El aumento de la energía potencial, naturalmente, provoca el que en el océano, junto con la fuerza de atracción de la Tierra F_T , actúa la fuerza de atracción de la Luna F_L . Por ello puede anotarse:

$$\frac{E_D}{E_S} = \frac{F_T - F_L}{F_T},$$

o, introduciendo los valores de las magnitudes en esta fórmula,

$$\frac{4\Delta H}{H} \approx \frac{M_L}{M_T} \left(\frac{r}{R} \right)^2 \approx 3,5 \cdot 10^6. \quad (12)$$

Puesto que $H \approx 6,4 \cdot 10^6$ m, hallamos $\Delta H \approx 5,5$ m. Y, efectivamente, la altura normal de la ola del flujo en los océanos es de 5 a 7 m.

Al mismo tiempo se sabe que la altura de los flujos en los pequeños mares cerrados o en los mares enlazados por estrechos con el océano, es mucho menor. Por ejemplo, en el mar Blanco esta altura es solamente de 3 a 4 cm en marea alta y 1 cm en marea baja. Es sabido también que existen tales zonas del mar, donde la diferencia entre las alturas durante el flujo máximo (pleamar) y el reflujo máximo (bajamar) es extraordinariamente grande. Por ejemplo, en el canal de Bristol esta magnitud alcanza los 14 m y en la bahía de Fundy en la costa del Canadá, hasta 20 m. ¿A qué se debe esto?

Primeramente examinemos los flujos en los mares completamente o casi aislados del océano mundial. En tales mares los flujos serán consecuencia de las condiciones propias, poco dependientes del movimiento de las mareas en el océano mundial. Condicionan esto principalmente las dimensiones comparativamente pequeñas de tales mares. No hay tiempo para la formación en ellos de mareas bastante grandes. Las ondas en efecto no se desarrollan al instante. Cuanto menor sea la fuerza que provoca su formación, tanto más tiempo ella deberá actuar, para que las olas alcancen una gran altura. A diferencia de los océanos, en los mares pequeños la onda tiene tiempo suficiente para pasar de una orilla a la opuesta antes de que su altura alcance dimensiones importantes.

Pero la ola oceánica llegó al estrecho uniendo el océano con el mar. La ola del flujo en el océano es mucho más alta que la misma ola en un mar aislado casi por completo de él. Desde luego, ella entrará en el mar, y se propagará en el mismo. La representación de su propagación en el mar, el cual con frecuencia tiene una compleja configuración de su línea de costa, naturalmente resulta también muy complicada. La fig. 22 muestra los mapas del avance de elevadísimas mareas en el mar Blanco y en el estrecho de la Mancha. Las líneas, trazadas entre zonas costeras, unen los puntos, en los cuales el máximo del flujo coincide en un mismo tiempo. Este tiempo en el mapa del mar Blanco se expresa en horas transcurridas después de la llegada del flujo oceánico a la "garganta" que une el mar con el océano; en el mapa del estrecho de la Mancha, en horas astronómicas y minutos (las líneas finas en el primero de los mapas corresponden a cada cuarto de hora). Tales líneas se denominan cotidales.

De los mapas se desprende que la propagación de la ola de flujo oceánico, llegada al mar, efectivamente representa una imagen muy compleja. Y no es asombroso. La ola del flujo siempre se propaga en aguas poco profundas y sobre la velocidad de su traslación influye de manera decisiva el perfil del fondo marino. Además, sobre el movimiento de la ola del flujo, como, por otra parte, sobre el movimiento de cualquier cuerpo junto a la superficie de la Tierra, ejerce cierta influencia la rotación de la Tierra alrededor de su eje. Ella provoca la aparición de la denominada fuerza de Coriolis, la cual en el hemisferio boreal está dirigida de tal modo que hace desviar los cuerpos que se mueven según el meridiano hacia la derecha respecto de la dirección de su movimiento. (Por eso en el hemisferio boreal la orilla derecha de los ríos, si miramos en favor de la corriente, por lo general es más abrupta y derrubada con más fuerza que la izquierda.) Como consecuencia, puede resultar como en la parte occidental del estrecho de la Mancha: según la teoría estática, la ola del flujo debería moverse de oriente a occidente (naturalmente, en dirección contraria

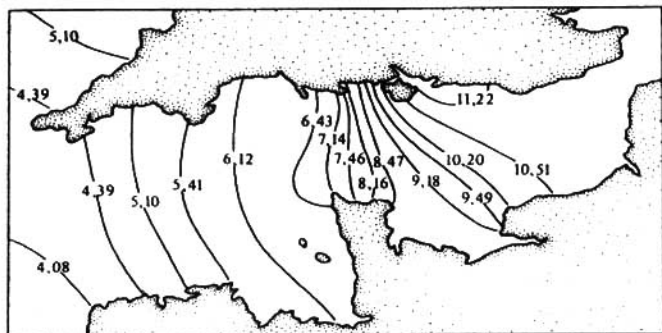
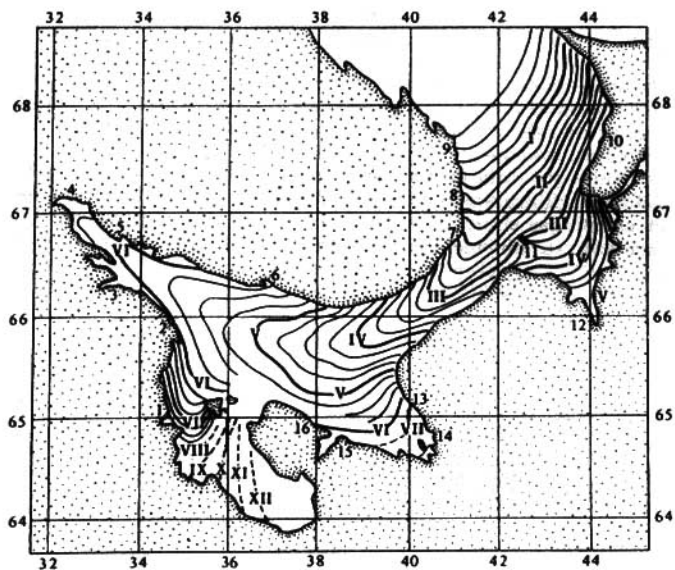


FIG. 22. Mapas del comienzo de la marea más alta: a, en el mar Blanco; b, en el canal de la Mancha

a la rotación de la Tierra), pero en realidad la ola del flujo se mueve en dirección contraria, de occidente a oriente.

Cuando la ola oceánica del flujo entra en mares y golfos estrechos, puede aumentar bruscamente su altura. A primera vista puede parecer que el motivo de tal aumento del nivel del agua es debido al empuje de éste dentro del estrecho y relativamente poco profundo golfo. Sin embargo, esto no es del todo así.

Antes que nada, disminuye considerablemente la longitud de la ola del flujo. Utilizando conjuntamente las fórmulas (1) y (4), y teniendo en cuenta que el período T de la ola es inverso a su frecuencia ν , con facilidad se obtiene, para la longitud de la ola, la expresión

$$\lambda = T\sqrt{gD}. \quad (13)$$

El valor de T , evidentemente, es aproximadamente igual a 12 h. Si la profundidad del golfo o del estrecho es aproximadamente de 50 m, el valor de λ disminuirá hasta 1000 km. Esta magnitud es ya comparable con las dimensiones de los mismos golfos.

Cuando estas dimensiones son la mitad de la longitud de onda, surge el bien conocido fenómeno de resonancia y en el golfo se forman ondas estacionarias muy altas. Oprimida en las orillas, la masa de agua comienza a "resonar" a semejanza con un tubo de órgano, acrecentando las oscilaciones del agua en la ola del flujo. Tal amplificación puede resultar muy significativa: recordemos, por ejemplo, la ya mencionada altura de la ola del flujo en la bahía de Fundy.

Mediante el análisis armónico, en la ola de flujo, además de la componente de medio día puede tomarse también la de un cuarto de día. Es decir, el golfo puede resonar a causa de esta última, al mismo tiempo el valor correspondiente de λ para tal ola será dos veces menor que para la ola con un período de cerca de 12 h. "El tubo del órgano" del golfo no responderá al "tono principal", sino al "armónico", en el caso dado al armónico con un período de 6 h. Tal resonancia se observa, por ejemplo, en la bahía Kandalaksha en el mar Blanco.

En la bahía esta onda estacionaria tendrá su altura máxima junto a la orilla, y el punto nodal se encontrará cerca de su salida al océano; fenómeno que se observa, por ejemplo, en el canal de Bristol. Si consideramos un estrecho — una cuenca abierta al océano por ambos extremos — las resonancias correspondientes a su longitud resultarán dos veces mayores que en los golfos; las líneas de vientres se dispondrán junto a las salidas del estrecho al océano, y la línea de nudos, en centro del estrecho.

Es interesante estudiar las trayectorias, que describen las partículas de agua en la ola del flujo. Ya hemos visto que en una onda

móvil sinusoidal las partículas describen circunferencias en aguas profundas y en aguas poco profundas describen elipses extraordinariamente aplanadas, prácticamente líneas rectas. En vista de que la ola del flujo posee longitud, que sobrepasa en muchos miles de veces su altura, estas elipses en realidad deben ser excesivamente largas. Pero la verdadera ola del flujo no posee una forma sinusoidal correcta. Por ejemplo, ella tiene la forma indicada en la fig. 23.

Esto significa que cada partícula de agua participa al mismo tiempo en una serie de ondas sinusoidales con diferentes períodos. En función de la altura de las ondas elementales, la trayectoria elíptica de las partículas se desfigura con mayor o menor fuerza. Por ejemplo, para la ola del flujo, cuya forma se puede ver en la fig. 23, la elipse toma una forma curva muy compleja (fig. 24). Los puntos sobre la curva fueron trazados cada 31 min (aproximadamente $\frac{1}{24}$ del período de la ola del flujo de medio día). Indiquemos solamente que no se podía mantener igual escala para ambos ejes de la figura. En realidad uno debe imaginarse que las traslaciones horizontales de una partícula son 3600 veces mayores que las indicadas.

Evidentemente, los desplazamientos verticales de las partículas, a partir de las posiciones de equilibrio, provocan el aumento y la disminución del nivel de la superficie del agua. Los movimientos horizontales, en particular si son grandes por su amplitud, crean un efecto de verdaderas corrientes, aunque está claro que el agua no entra ni sale irremediamente del mar, sino oscila alrededor de la posición de equilibrio. Mas, si las amplitudes de los movimientos horizontales alcanzan los 8 km, como en la garganta del mar Blanco (en total 16 km para una amplitud completa de oscilaciones), entonces como resultado se originarán corrientes muy fuertes del flujo (por ejemplo, en el golfo Mezenski, del mar Blanco, esta velocidad alcanza los 9 km/h).

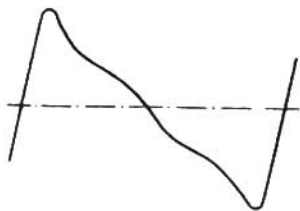


FIG. 23. Forma de la ola de flujo verdadera

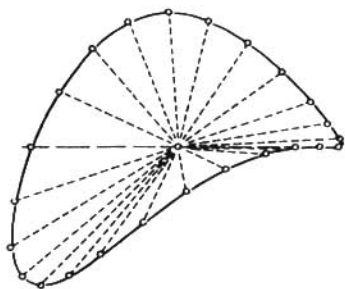


FIG. 24. Trayectoria del movimiento de las partículas en la ola de flujo, representada en la fig. 23

Las corrientes del flujo se originan, entonces, cuando la ola del flujo marino entra en el río, que desemboca en el mar. La ola del flujo que se desplaza río arriba, como hemos dicho, se denomina bore. Este fenómeno lo examinaremos más tarde, en un capítulo dedicado especialmente a ondas en aguas poco profundas.

Mares, golfos, estrechos y depósitos de agua de menores dimensiones pueden, evidentemente, resonar no solamente con las olas del flujo. Las ondas estacionarias con frecuencia se forman en ellos al reflejarse de las orillas las ondas móviles, surgidas a consecuencia de las oscilaciones de la presión atmosférica, la acción del viento, los terremotos y otros. La amplitud de tales ondas estacionarias puede alcanzar varios metros y el cuadro ondulatorio aparecido se mantiene durante un tiempo suficiente después de interrumpida la acción de la fuerza que suscitó la marejada.

Semejantes ondas estacionarias se denominan seiche. En mares aislados con bastante frecuencia se enmascaran por completo las olas relativamente moderadas del flujo. Pero, desde luego, la imagen ondulatoria de la seiche de ninguna manera se parece a las oscilaciones de la superficie del agua durante los flujos. Por ejemplo, si en un depósito de agua puede caber la mitad de una ola estacionaria, entonces las oscilaciones de la superficie del mar en las orillas opuestas se encontrarán en antifase (es decir, con un desfase de 180° la una respecto de la otra). Un ejemplo de registro de la seiche en el mar Negro se puede ver en la fig. 25. Es obvio que la diferencia más grande en los niveles de agua (la cresta en una orilla y la depresión en la contraria) es aproximadamente de 24 cm.

Oscilaciones aún más grandes pueden ser provocadas por los bruscos cambios de la presión atmosférica, por ejemplo, al paso de los ciclones sobre el mar. Una vez, sobre el mar Negro, durante una fuerte tormenta, se registró una seiche con una amplitud de oscilaciones del nivel de agua de 60 cm.

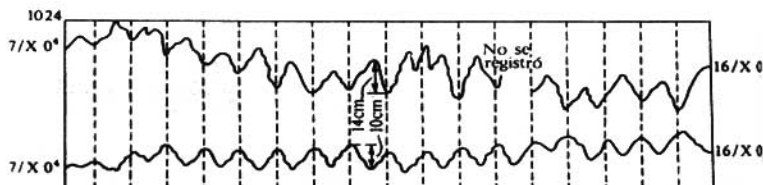


FIG. 25. Registro de las oscilaciones del nivel de agua en la seiche junto a las orillas opuestas del mar Negro

Cuando a lo largo de una cuenca acuática cabe la mitad de una onda, los vientres de la misma aparecerán junto a las orillas y las líneas de los nudos se encontrarán en el centro del mar. En el caso de las seiche el mar, en esencia, oscila como el agua en una palangana, si la balanceamos de un costado a otro y luego la dejamos en reposo. Con facilidad se descubre la línea de nudos en el centro de la palangana, en la cual el nivel de agua es constante, y las líneas de vientres por los bordes de la misma.

Si la palangana no solamente se balancea, sino además, de alguna forma, se pone en rotación alrededor del eje vertical que pasa por el centro de la misma, entonces aparecerá la fuerza de Coriolis y la onda comienza a realizar una especie de recorrido de las paredes de dicha palangana. Evidentemente, la línea de nudos girará junto con la ola: inmóvil quedará sólo uno de sus puntos. Tales puntos del nivel invariable del agua se suelen ver en los depósitos naturales de agua. A ellos se les llama puntos anfidrómicos. Por ejemplo, tres de estos puntos, determinados por la dirección de las corrientes marinas respecto de la dirección de la rotación de la Tierra, existen en el mar del Norte: uno, no lejos de las orillas de Noruega; otro, junto a las costas de Dinamarca, y el tercero, entre las costas holandesas y las costas orientales de Inglaterra.

Los periodos de la seiche pueden determinarse, empleando para ello la fórmula (13) y aceptando que la longitud de la cuenca L es la mitad de la onda, es decir, $\lambda/2$, y la profundidad es igual a D . Entonces la extensión de la cuenca tiene sólo una línea de nudos o puntos. Si el número de tales líneas en la seiche es mayor y, digamos, es igual a n entonces el periodo de oscilación del agua será:

$$T = \frac{2L}{n\sqrt{gD}}.$$

Tales ondas estacionarias con algunos nudos o líneas de nudos pueden formarse también en la bañera, por ejemplo, sumergiendo y extrayendo una tabla en el centro de ésta. En vez del nudo, en este lugar se origina un vientre de onda y, como en los extremos de la bañera también deben haber vientres, entonces las líneas de nudos se disponen a cierta distancia de sus paredes, que son de $1/4$ y $3/4$ de la longitud de ésta. A su vez, también es posible perturbar la tranquilidad del agua en estos nudos, entonces aparecerán cuatro nudos a distancias iguales los unos de los otros. La bañera comienza a "sonar" como una cuerda tirante, con la única diferencia, que en la cuerda, oprimida por los dedos, creamos los nudos y unos nudos similares aparecen en los extremos fijos de la misma, mientras que en la bañera causamos los vientres que se originan también en sus

extremos. Por ello las imágenes de las ondas estacionarias en la cuerda y en la bañera, con iguales proporciones entre la longitud de la onda y las dimensiones de la cuerda y la bañera, por sus fases se diferencian la una de la otra en 90° .

Por lo general la seiche a causa de las enormes dimensiones de los depósitos de agua, poseen periodos suficientemente grandes. Pero algunas veces este periodo dura algunos minutos y, entonces, la seiche comienza a crear problemas en los puertos dispuestos en pequeñas bahías. Por ejemplo, en la bahía de Los Angeles los valores L y D son tales que pueden originar oscilaciones del agua con periodos de 12 e incluso menos de 3 min. Las oscilaciones de tan alta frecuencia no son seiches verdaderas, los sismólogos las llaman ondas T.

La traslación horizontal de las partículas de agua en ondas T puede alcanzar varios metros, y las corrientes originadas son tan fuertes que las embarcaciones son arrancadas con ancla y todo. Teniendo pequeños los desplazamientos verticales del agua, la onda T prácticamente es imperceptible. Se puede observar un interesante cuadro: sobre el agua aparentemente tranquila las embarcaciones realizan los más fuertes movimientos oscilatorios en sentido horizontal y a veces dan vueltas alrededor de la cadena del ancla en función de su disposición respecto a la ola.

Al mismo tiempo, con tales factores de larga duración e incluso constantes de la excitación de las olas largas sobre el agua, como la variación de la presión atmosférica para la seiche o la atracción de la Luna y el Sol para las olas de flujo, existen también muy efímeras fuentes de surgimiento de semejantes olas. Estas son los terremotos, las erupciones de los volcanes ribereños y submarinos y las explosiones submarinas.

En realidad, empezamos a estudiar el movimiento ondulatorio en sí por las ondas debidas a la caída de una piedra en un estanque, que son iguales a las mencionadas anteriormente por su excitación impulsiva. Pero, en el estanque corren unas ondas bastante pequeñas e inofensivas. En el océano las olas, provocadas por sacudidas submarinas, con frecuencia tienen una longitud enorme y se propagan a una elevada velocidad. Estas olas –tsunami– frecuentemente llevan consigo una energía colosal y, lanzándose contra el litoral, provocan destrucciones catastróficas.

Sobre todo son frecuentes los maremotos en las zonas, en las que todavía transcurren procesos de formación montañosa, particularmente, en el océano Pacífico, donde van acompañados de rompimientos del fondo oceánico. Del surgimiento de estas gigantes olas, desde hace mucho tiempo, sufre la densa población de la costa oriental de Japón. En Japón tales olas se investigan desde hace mucho tiempo y su nombre usual japonés “tsunami” se ha hecho

internacional. Sin embargo, es curioso que en el idioma japonés la palabra "tsunami" significa simplemente "muchacha en el puerto", o también "flujo", aunque las olas tsunami por su origen no tienen nada en común con las olas del flujo.

El fondo del océano Pacífico, junto a las orillas de Asia y América, constantemente es sacudido, se originan cientos y miles de tsunami al año. Pero sólo unos cuantos de ellos poseen tal energía que pueden representar un peligro. A las olas tsunami se dedica gran cantidad de artículos y libros, en los cuales se citan pormenores del arribo del tsunami a las poblaciones litorales.

Aproximadamente en el siglo XV antes de nuestra era ocurrió el más fuerte terremoto debido a la explosión de un volcán en una isla del mar Mediterráneo no lejos de la isla Creta. Junto con el volcán dejó de existir en Creta una civilización altamente desarrollada que desapareció bajo las enormes olas. Transcurridos mil años, según el testimonio de un analista de la Grecia antigua, bajo las olas tsunami dejó de existir, junto con todos sus habitantes, la ciudad Elis en el litoral del golfo de Corinto. Hasta nosotros han llegado testimonios escritos sobre una decena de tsunami, observados durante el primer milenio antes de nuestra era.

Desde entonces los tsunami catastróficos no son más frecuentes. El litoral oceánico está más poblado y las comunicaciones y la prensa están considerablemente más desarrolladas, de manera que la humanidad ahora no deja de prestar gran atención a la llegada de un tsunami moderado y tanto más a los de gran fuerza. Puede citarse una breve lista histórica de "relevantes" tsunami.

En el año 1575 tuvo lugar un terremoto junto a la zona costera de Chile. Una enorme ola irrumpió en el puerto Valdivia, inundó el puerto y la ciudad y lanzó contra la orilla las embarcaciones que se encontraban en el puerto. El 1 de noviembre de 1755 se produjo un famoso terremoto en Lisboa, el cual provocó enormes olas de más de 10 m de altura. Fue destruida por completo la ciudad española de Cádiz, sobre la cual de manera consecutiva se precipitaron 18 olas gigantes.

En vísperas de año nuevo de 1821 un fuerte tsunami llegó hasta la orilla de la isla Sulawesi en el océano Pacífico. Un muro acuático de más de 20 m de altura borró de la faz de la Tierra gran cantidad de localidades, y los barcos que se encontraban en los puertos fueron arrojados tierra adentro a varios kilómetros. El 15 de junio del año 1896 un fortísimo tsunami llegó al litoral nordeste de Japón, provocando en los golfos estrechos, olas de más de 30 m de altura, destruyendo en la costa, en una extensión en varios cientos de kilómetros, más de 10 mil edificios, decenas de miles de personas perdieron la vida.

El 22 de mayo del año 1960 un terremoto muy fuerte (¡una vez más!) alcanzó las costas de Chile. Simultáneamente con erupciones volcánicas, múltiples sacudidas, deslizamientos y terribles aludes, en tierra, tuvieron lugar considerables deslizamientos de rocas en la parte submarina del litoral. Se formó un tsunami y su fuerza amenazadora se sintió en toda la costa del océano Pacífico.

Por unos minutos el mar se retiró bruscamente de la orilla, a un kilómetro o incluso más. Gente curiosa se desplazó en busca de "regalos del mar" tras el agua replegada que descubrió una enorme superficie del fondo marino. Luego se dejó oír un rugido sordo, y hacia la orilla con enorme velocidad se lanzó la cresta de una gigantesca ola. Su altura, según determinó el capitán de un barco que se encontraba en el mar a prudencial distancia de la costa, era por lo menos de 15 m. Las destrucciones en la costa, provocadas por el terremoto, fueron culminadas por el tsunami, que se llevó bajo el agua lo poco que todavía quedaba sin destruir.

En el litoral de Chile fueron destruidos miles de poblados. Ciudades de las costas de Nueva Zelanda, Australia y Filipinas sufrieron inundaciones con crecidas de más de un metro. En los puertos de EE.UU., en la costa del océano Pacífico — Los Angeles y San Diego — fueron destruidos los muelles de atraque y hundidos decenas de barcos. En Japón, a 15 mil km del lugar de origen del tsunami, las olas alcanzaron una altura de cinco metros.

Como ocurre con frecuencia, aquí se entremezcló lo trágico y lo cómico. En agosto del año 1868 una cañonera de la marina de guerra de los EE.UU. se encontraba anclada en el golfo de Arica del océano Pacífico, en la costa de América del Sur. De pronto sobre la bahía se precipitó una ola monstruosa, la cual trasladó la nave a través de toda la ciudad, sobre los tejados de las casas y la depositó en la arena a una milla de la costa. Debido a que la nave tenía el fondo plano, quedó sobre la quilla plana. Así estuvo varios meses, entretanto fue vendida para demolerla, ya que no hubo manera de trasladarla de nuevo al agua. La tripulación experimentó un ligero susto y, después de las conmociones sufridas, en la nave confirmó el servicio marino ordinario, con algunas alteraciones del reglamento terrestre. La innovación más importante fue que hubo que cambiar los botes por burros. Cuando el capitán de la cañonera necesitaba bajar a tierra, el contramaestre hacía sonar su silbato y daba la orden: "¡Abandonar la nave!" Después de esto el sargento corría hacia el elevador, bajaba un cable y arrastraba al burro hacia la escalera, la cual tuvieron que alargarla para que alcanzara hasta la tierra. El capitán se sentaba sobre el burro y partía.

Otro caso ocurrió con una persona en el cumplimiento de sus funciones. Un grupo de geodestas trazaba un mapa de la línea del

litoral no lejos de San Francisco, para la construcción del futuro rompeolas. A uno de los participantes del grupo se le dio la indicación de sujetar la escala de marea —un alto poste de medición con graduaciones— siempre junto al borde del agua. Súbitamente el agua retrocedió, ésta fue la primera depresión del tsunami. El geodesta actuó en conformidad con las instrucciones y concienzudamente se trasladó con la escala de marea hacia adelante. Precisamente en este momento, cuando el geodesta empezaba a meditar sobre cuál era la necesidad de llevar la escala de marea un par de metros más abajo del nivel del agua tranquila, ésta cambió repentinamente de dirección y el diligente geodesta con gallardía rodó sobre la primera cresta alta del tsunami.

El tsunami no siempre previene con anticipación retirándose el mar del litoral. Con bastante frecuencia, sin advertir, se aproxima una cresta alta, que difícilmente se descierne a lo lejos, en particular si no tiene una altura muy grande. En los últimos años, en la mayoría de países, cuyos litorales están expuestos a los azotes de los tsunami, se han creado servicios especiales de prevención. Frecuentemente el tsunami llega a las costas de diferentes países al mismo tiempo, poseyendo, de esta manera, un carácter "internacional", y los servicios de advertencia se convierten en una red internacional. Participan en el trabajo de esta red las embarcaciones, cuyos tripulantes "tienen la suerte" de ser los primeros en ver los tsunami en alta mar.

Pronosticar el momento de llegada (y la altura de las olas) del tsunami a determinadas zonas del litoral es una labor extraordinariamente compleja, y no siempre los pronósticos resultan fidedignos. Es que de hecho, todavía es difícil explicar cómo se relacionan las características del tsunami con la fuerza de los terremotos, el aspecto, la profundidad de su epicentro. Poco se sabe acerca de cómo varía la altura de las olas del tsunami en los primeros kilómetros de su recorrido, cómo varía la velocidad de propagación de la ola en distintas direcciones dependiendo del relieve del fondo oceánico. En el océano pueden haber cordilleras submarinas y hendiduras, de las cuales los tsunami sufren difracción. Y más difícil aún es calcular cómo se comportará el tsunami en las inmediaciones de las costas con sus complejas configuraciones, bahías y golfos.

El hecho de que los tsunami sean frecuentemente olas no lineales dificulta considerablemente la composición de pronósticos seguros, sobre todo durante los primeros minutos de su existencia. En otras palabras, en este caso la altura de las olas puede ser comparable con su longitud. Esto se puede demostrar, creando un pequeño tsunami en un estanque. Para esto es suficiente lanzar una piedra al agua.

Nuestro ojo no está en condiciones de captar lo que ocurre en el primer instante y por eso tenemos que acudir a la filmación de alta

velocidad. Para obtener unas fotos más precisas, se puede sustituir el estanque por una piscina con pintura blanca en suspensión, o incluso simplemente por una cacerola con leche.

En el momento de entrar en el agua, la piedra forma en ella un ahondamiento. Por los extremos de este ahondamiento se desprende hacia arriba una corona de salpicaduras. A continuación el ahondamiento comienza a llenarse de agua y a partir del lugar de caída de la piedra emprende su recorrido el frente de la perturbación, la depresión de la primera onda. El rellenado del ahondamiento transcurre a gran velocidad, los flujos de agua irrumpen en él, entrechocan, surge un efecto cumulativo, bien conocido por quienes tienen que ver con trabajos de voladura. (Para obtener una fuerte demolición, las cargas explosivas se distribuyen en circunferencia cerca del sector dado. Entonces el efecto en el centro de la circunferencia sobrepasará con mucho al que se hubiera obtenido, si en este lugar se hiciera explotar una carga cuya masa fuese igual a la masa sumaria de todas las cargas dispuestas en circunferencia.) Debido a la acumulación en el centro del ahondamiento, de él se eleva una columna alta de agua. Después disminuye y se destruye, dando comienzo a la segunda onda, mientras que la primera ya tuvo tiempo de alejarse, al disminuir las salpicaduras por los extremos del ahondamiento. Después de esto, el agua oscilará en el lugar de caída de la piedra hasta consumir toda la energía, obtenida como consecuencia de la caída de la piedra, en la formación de ondas.

Cómo varía con ello la amplitud de las oscilaciones en los diferentes puntos de la superficie del agua y en los diferentes periodos de tiempo, puede apreciarse en la fig. 26. El gráfico de arriba muestra la variación del desplazamiento en función de tiempo en un punto

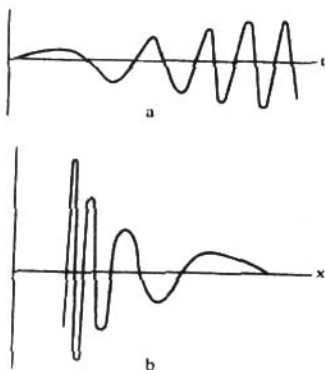


FIG. 26. Movimiento de las ondas producidas por la fuente de impulso en el agua: a. desplazamientos de la superficie en función de tiempo en un punto; b. desplazamientos de la superficie en diferentes puntos en un momento del tiempo

determinado. Es evidente que la amplitud del desplazamiento crece paulatinamente pero también crece la frecuencia de las oscilaciones y disminuye su período, por lo tanto aumenta también la longitud de onda. Esto, como hemos dicho, lo observamos también en la naturaleza: primeramente corren las ondas largas y después las cada vez más cortas. El gráfico de abajo muestra la variación del desplazamiento en un momento determinado para los puntos que se encuentran a diferentes distancias del lugar de caída de la piedra. Está claro que la onda, concentrada cerca de este lugar, a medida de su alejamiento se va disipando y la altura de algunas ondas decrece rápidamente. Esto también es fácil de observar, por ejemplo, al fotografiar de costado las ondas causadas por la piedra a través de una pared transparente en un recipiente.

¡El movimiento de las partículas en tales olas es muy complejo! Pero nosotros ya dijimos que la situación puede simplificarse radicalmente, utilizando el método de Fourier. Para esto es suficiente suponer que la piedra actúa como fuente de ondas de todas las longitudes y frecuencias. Debido a la dispersión la velocidad de propagación de algunas fases aumenta con el incremento de la longitud de las ondas y, debido a la perturbación del agua, primero se concentra en un punto, luego se disgrega en grupos aislados de ondas que se mueven con distinta velocidad. Y debido al alejamiento de estos grupos de ondas del lugar de caída de la piedra, sus amplitudes gradualmente disminuyen.

Algo parecido puede observarse durante el surgimiento y movimiento del tsunami, pero esto ocurre de una manera más compleja. Si el terremoto (y es mejor llamarlo maremoto) provoca un rápido descenso del fondo, entonces en la superficie del mar la perturbación se forma con mucha rapidez, prácticamente con la velocidad de propagación del sonido en el agua (aproximadamente 1 500 m/s). Ésta provoca una disminución del nivel y el tsunami empuja la ola de refluo adelante, cuya acción resulta tan provocadora para las gentes curiosas. Si durante el maremoto el fondo sube, entonces primero correrá la cresta de la ola.

La altura del tsunami sobre el epicentro del maremoto depende de la velocidad con la cual tiene lugar el aumento o el descenso del fondo. Por lo general, en alta mar, en el lugar del engendramiento, el tsunami tiene una altura insignificante, no más de 2 m. Y, solamente durante los maremotos catastróficos o erupciones volcánicas, cuando en el agua se trasladan o arrojan enormes masas de rocas (¡a veces hasta una decena de kilómetros cúbicos de roca!), la altura del tsunami en el epicentro puede alcanzar 5 m. Por esto a menudo no se logra advertir un tsunami en alta mar: tiene el aspecto de una ligera variación del nivel de agua.

La longitud de las olas del tsunami, en la zona del nacimiento, habitualmente tiene unas dimensiones similares a las del foco de perturbación. En este caso ella puede ser solamente de varios kilómetros. Pero durante el movimiento la longitud de la ola crece gradualmente (compárese con la fig. 26) y puede alcanzar decenas e inclusive cientos de kilómetros. Y hasta las zonas más profundas del mar resultan para ellos de poca cosa. La velocidad de su movimiento se determina por la fórmula (4).

Tomando la profundidad media del océano 5 km, por esta fórmula puede ser determinado que los tsunami se mueven con una velocidad aproximada de 200 m/s, o cerca de 700 km/h. Los tsunami poseen realmente tales velocidades y aún mayores. Esto les permite atravesar el océano Pacífico desde la orilla americana hasta la asiática en 12 h.

En el mar, un tsunami es incapaz de causar algún daño a las embarcaciones: simplemente las hace ascender y descender suavemente. Toda su brutalidad, el tsunami la manifiesta solamente en el litoral y en las proximidades del mismo.

Puesto que los tsunami consumen su energía suavemente por el camino hacia el litoral, entonces, empleando la expresión (9) para la energía, nosotros podemos ver que, al pasar de las aguas profundas a las poco profundas (¡ya las verdaderas, y no con relación a la longitud de onda!) sus longitudes de onda y altura se enlazan por la simple relación

$$h_{\text{prof}}^2 \lambda_{\text{prof}} = h_{\text{p. prof}}^2 \lambda_{\text{p. prof.}}$$

A su vez, las longitudes de onda pueden ser expresadas mediante la profundidad del mar. Puesto que la frecuencia de ondas es invariable, λ es proporcional a la velocidad de onda, es decir a $\sqrt{gD}$, donde D es la profundidad del mar. De aquí viene la expresión, deducida por el físico inglés Eyre:

$$\frac{h_{\text{p. prof}}}{h_{\text{prof}}} = \sqrt[4]{\frac{D_{\text{prof}}}{D_{\text{p. prof}}}}$$

La dependencia del exponente $1/4$, es muy débil. Por ejemplo, si dos magnitudes se diferencian en cien veces, el exponente de esta relación se aproxima a 3.

Pero si junto a la costa el mar tiene una profundidad, digamos de 5 m y la profundidad media del mar, de donde llegó el tsunami, es de 5 km, entonces su altura crecerá casi en 6 veces. La ola de dos metros, imperceptible en el mar, se convertirá en una amenazadora ola de 12

metros y la catastrófica de 5 metros justificará realmente su denominación, remontándose hasta la altura de un edificio de diez pisos.

Pero, así será en un litoral abierto. En el golfo que se reduce a la zona poco profunda el peligro del tsunami es todavía mayor. Si la anchura del golfo en su parte profunda es b_{prof} y en la poco profunda es $b_{p,prof}$, entonces el tsunami complementariamente aumentará en $(b_{prof}/b_{p,prof})$ veces. Podemos añadir además que si la zona de aguas poco profundas junto al litoral se extiende en longitud, entonces ésta actuará como una lente convergente, enfocando las olas del tsunami, a causa de la refracción, en algunas zonas del litoral. Es natural que con esto la altura y la acción destructora de las olas (la energía de la destrucción es proporcional a la energía de la ola, es decir, al cuadrado de su altura y sólo a la primera potencia de su longitud) aumente considerablemente.

Los tsunami pueden ser provocados no solamente por maremotos, sino también, por ejemplo, por ciclones y tifones. Es cierto que en estos casos el terrible nombre de la ola se suaviza, no denominándose ya tsunami, sino olas batimétricas, es decir, olas, provocadas por las profundas y rápidas variaciones de la presión atmosférica. De la acción de éstas sufren sobre todo las islas japonesas y las poblaciones que se encuentran a las orillas del golfo de Bengala. Allí las olas barimétricas pueden alcanzar una altura de más de 10 m y provocar tempestuosas inundaciones catastróficas.

Los tsunami se originan también por las explosiones de gran potencia bajo y sobre el agua, en particular, al experimentar bombas atómicas y de hidrógeno. A causa de una explosión sobre el agua, igual que en el caso de la caída en ella de la piedra, primero corre la ola de refluo y, tras ella, la de flujo. La altura de la ola, a medida que se aleja del centro de la explosión, varía inversamente proporcional a la distancia, entonces es proporcional a $1/R$. Esto es considerablemente más rápido que en el caso de las ondas circulares lineales, cuya altura, como recordamos, variaba a razón de $1/\sqrt{R}$.

En 1954 los norteamericanos realizaron bajo el agua el experimento de una bomba de hidrógeno, cuya potencia era equivalente a 100 000 t de trinitrotolueno. Pasados 12 s, la primera ola se alejaba a medio kilómetro, teniendo la monstruosa altura de 54 m. Pero cuando ella se retiró a un kilómetro y medio, su altura ya era solamente de 13 m. De esto puede concluirse que en este caso la altura de las olas cambia con una aproximación inversa a la distancia hasta el lugar de la explosión.

También es interesante que las regularidades en las alturas de la primera ola y posteriores, provocadas por la explosión submarina, no

se observan. La tercera ola, por ejemplo, puede resultar más alta que la segunda, la décima, puede superar a la quinta, etc. Por otra parte, en las olas del tsunami de procedencia "natural" tampoco está establecida una caída estrictamente regular de la altura de éstas con el incremento de su número en secuencia.

Algunas veces el tsunami no se origina en forma de una secuencia continua de olas, sino en forma de una ola única, solitaria. Las olas solitarias, como otros tipos de olas del tsunami, pueden tener origen no solamente bajo tierra, sino también sobre ella. Por ejemplo, estas olas pueden ser provocadas por ciclones. Si un ciclón se detiene por mucho tiempo en un lugar, puede provocar un perceptible abultamiento de la superficie del mar. A esto contribuyen también los vientos, que empujan el agua hacia el centro del ciclón. Con la retirada del ciclón el abultamiento de la superficie desciende y por el agua, en todas las direcciones, se esparce una ola solitaria. La velocidad de su movimiento es tanto mayor cuanto mayor es su altura.

Las olas solitarias, por lo visto, son las responsables de las famosas inundaciones en Leningrado. En el mar Báltico con frecuencia los ciclones se detienen causando, a consecuencia de las bajas presiones, importantes elevaciones del nivel del agua alrededor de su centro. Y después, los ciclones y junto con ellos las olas solitarias se ponen en camino. Entrando en el estrecho golfo de Finlandia, las olas solitarias aumentan su altura y, llevando el agua al Neva, inundan la ciudad.

Capítulo tercero

EL VIENTO Y LAS ONDAS

El poder del hombre en los últimos siglos ha crecido inconmensurablemente. Pero con frecuencia él es indefenso ante la amenaza de las olas marinas. Cada año durante las tempestades naufragan muchas embarcaciones y entre ellas naves, proyectadas y pertrechadas según la última palabra de la técnica. Por eso es comprensible el gran alcance con que se investigan las ondas marinas.

"No hay nada más práctico que una buena teoría". Estas palabras pueden relacionarse por completo con la física de las llamadas ondas de viento. Ella se basa en el sólido fundamento de las milenarias observaciones de las ondas marinas. Al parecer, ya es hora de tener un fundamento teórico seguro.

Es una lástima que aún hoy se esté creando. La teoría de las ondas de viento comenzó a crearse ya en el siglo pasado, pero hasta hoy día está lejos de concluir. Durante mucho tiempo esta teoría no podía dar una respuesta clara a la cuestión principal: ¿por qué el apenas visible escarceo de viento se convierte en inmensas y además irregulares olas? Por primera vez una explicación física correcta del aumento de las ondas de viento, por lo visto, fue propuesta hace medio siglo por el científico soviético V.M. Makkavév y desde aquel entonces, por este camino, se han logrado importantes éxitos.

Efectivamente, lo primero que nos sorprende y, desde luego, crea muchas dificultades para su estudio, es el extraordinario desorden y la irregularidad de las olas tempestuosas en alta mar. Las oleadas tienen una forma completamente diferente, que además varía cada segundo. Ella no se parece en absoluto a la habitual senoide: las crestas son agudas, las pendientes accidentadas por ondas más pequeñas, el viento arranca de las crestas cascadas de salpicaduras. Entre las agudas crestas hay unas largas depresiones, cubiertas por franjas espumosas. Las ondas llegan ora por la derecha, ora por la izquierda, ora por la proa del barco. De súbito tras unas ondas relativamente bajas, aparecen unas especialmente altas y una de ellas, enorme y abrupta, que ocultó tras sí el horizonte, —la ola de noveno grado—, puede, abalanzándose, precipitarse sobre un barco desdichado. ¿Cómo comprender este terrible caos? ¿Habrá en ello regularidades, de las cuales pudiera "agarrarse" la teoría?

Algunas razones para la búsqueda de regularidades proporcionaban, aunque no de una manera sistemática, las observaciones de las olas, realizadas durante muchos años por navegantes. Al principio tales observaciones se realizaban a simple

vista y cada uno exponía cuán difícil era determinar la altura real de la onda sobre una embarcación que se bambolea incesantemente. Más tarde aparecieron instrumentos para medir la altura de las ondas, empezaron a formarse expediciones científicas especiales para el estudio del oleaje marino y por último, al mar salieron barcos de investigación científica bien equipados. Se habían acumulado muchos datos objetivos sobre el carácter de las ondas de viento.

Sin embargo, la observación de las ondas marinas en condiciones naturales eran y continúan siendo difíciles. Los físicos realizan muchos experimentos para aislar tal o cual fenómeno en una forma más o menos pura, que facilitara su estudio. Para realizar experimentos con el oleaje marino, en nuestro siglo fueron construidas instalaciones especiales llamadas piscinas de tempestad.

En la URSS una de estas piscinas se encuentra en Crimea, cerca de Simeis, en Katsiveli. La iniciativa de su construcción pertenece al físico soviético, académico V. V. Shuleykin. Allí, él y sus discípulos, obtuvieron muchos datos experimentales importantes sobre el origen y el desarrollo del oleaje de tormenta y sobre la base de estos datos, siguiendo las ideas de V. M. Makkavéev, elaboraron una serie de conceptos teóricos, enriqueciendo considerablemente la física de las ondas.

La idea de la piscina, en realidad, es bastante sencilla. El viento impulsa las ondas por el mar a centenares y miles de kilómetros. (A propósito, la expresión, "impulsar las ondas", en general, no es muy exacta, pero es evidente y por esa razón nosotros la vamos a utilizar, y sobre su inexactitud diremos algo más adelante.) Desde luego, construir una piscina rectilínea de tal extensión no tiene sentido y en una piscina corta no se logra ver nada de consideración. Por eso los investigadores procedieron como sus colegas, los investigadores de las partículas elementales de altas energías. En efecto, primeramente fueron contruidos aceleradores de partículas rectilíneos y después les dieron la forma de anillos; en un acelerador circular se alarga el recorrido de aceleración de las partículas. Así nacieron los sincrofasotrones; análoga a éstos es la forma exterior de las piscinas de tempestades.

El movimiento del aire sobre la superficie del agua, vertida en la piscina circular, es creado por potentes soplantes. Las paredes son de cristal y unas cámaras especiales fotografían de perfil las ondas aparecidas. Para mediciones exactas del perfil, en las paredes existen escalas. Sus divisiones inexactas están formadas por la armazón metálica de la piscina y las subdivisiones o divisiones exactas están trazadas en las paredes de cristal.

Sentémonos cerca de pared de la piscina, aproximadamente a la altura del agua tranquila. El operador conecta el ventilador

y comienza el experimento. Poco tiempo después de surgir el viento, la superficie del agua se cubre de diminutas ondas. Éstas son ondas capilares de gravitación con longitudes aproximadas de 1 a 10 cm.

Surgen, sin embargo, no solamente ondas. Dejemos entrar en cierto lugar de la piscina una pequeña porción de sustancia colorante. Veremos la aparición de un flujo de viento: el colorante se desplaza gradualmente al paso del viento. Poco a poco la corriente debida al viento se propaga desde la superficie hasta las capas más bajas del agua: la pintura que posee la misma densidad que el agua, se va hacia el fondo de la piscina.

Distraigámonos por un instante de la observación y hagamos una simple pregunta: *¿por qué las ondas en el agua se originan generalmente a causa del movimiento del aire?* Excluyamos toda clase de sacudidas pequeñas de la base de la piscina, ejercidas, por ejemplo, por el funcionamiento de motores eléctricos de los ventiladores. Consideremos también que la superficie del agua al principio es idealmente lisa. El aire sobre el agua se mueve paralelamente a su superficie, la fricción entre el aire y el agua es insignificante. ¿De dónde surgen las ondas?

Resulta, que uno de los motivos reside en el flujo mismo de aire. Hagámoslo visible (con ayuda de humo, por ejemplo), y a nosotros de un modo evidente se nos presentará su heterogeneidad: diferenciaremos, cómo en la corriente, cerca de la misma superficie del agua, corren pequeños torbellinos de aire y a medida que se alejan de la superficie adquieren unas dimensiones cada vez mayores.

Los torbellinos junto a la superficie del agua, según sus dimensiones, también son desiguales y siguen unos tras otros sin una periodicidad rigurosa. Pero esto no es tan importante. Lo más importante es otra cosa: *al paso de cada torbellino disminuye la presión del aire sobre el agua y en su superficie, a lo largo de la trayectoria del torbellino, se forman ondas de levantamiento.* Esto es suficiente: ahora el viento adquiere la plaza de armas para influenciar sobre la superficie de agua.

Veamos qué ocurre en un pequeño sector de esta plaza de armas (fig. 27). Escojamos en la cresta de una onda cuatro partículas y supongamos que el viento sopla de la izquierda a la derecha. Conforme la onda se propaga hacia la derecha, las partículas 1 y 2 se desplazarán hacia abajo por sus órbitas y las partículas 3 y 4, hacia arriba. (Mientras las ondas posean poca longitud, la piscina representará para ellas una agua profunda y la trayectoria de las partículas en el agua profunda, como recordamos, tiene la forma de una circunferencia.) El aire, naturalmente, presiona sobre la pendiente izquierda de la cresta con más fuerza que sobre la pendiente derecha, protegida por la cresta, es decir, la fuerza que actúa sobre las

partículas 1 y 2 es mayor que la que actúa sobre las partículas 3 y 4. Como si el viento empujara las partículas de la pendiente izquierda de la onda. La diferencia de presiones conduce a que el viento imprime energía a la onda. Reduciendo la energía de las partículas que se elevan, el viento la transmite a las partículas que descienden y como resultado se origina una corriente de energía en la onda.

Determinar en la onda la energía procedente de una vuelta de la partícula por su órbita es muy difícil. Por eso de un material sólido se hizo el modelo de una onda sinusoidal, que se somete a la acción del viento en un tubo aerodinámico y se realizan las mediciones correspondientes. Resultó que la potencia, adquirida por la acción del viento, es proporcional a la altura de las ondas, a su declive y al cuadrado de la velocidad relativa del viento (es decir, al cuadrado de la diferencia de la velocidad del viento y la velocidad de fase de las ondas); al mismo tiempo ella es inversamente proporcional a su periodo. Esto significa que cuanto menor sea la velocidad de fase, a determinada velocidad del viento, tanto más rápido llegará la energía a las ondas. Pero, ya que la velocidad de fase es proporcional a la longitud de onda, la potencia del viento llegará primeramente a las ondas cortas.

Efectivamente, tales ondas son las primeras en formarse. En vista de que el viento de mayor potencia escoge aquellas ondas que poseen mayor altura, entonces para las ondas es "provechoso" crecer rápidamente en altura, quedando lo suficientemente cortas. Entonces, comprobemos esto: conectemos el ventilador y continuemos observando el desarrollo de las ondas. Y así es: por ejemplo, las ondas con una longitud de 10 cm rápidamente aumentan en altura aproximadamente hasta 1 cm. Pero después el aumento de la altura se hace más pausado y, con una altura aproximada de $1/7$ de la longitud de onda, se detiene.

¿Qué ocurrió? De nuevo hay que abstraerse y seguir tras el movimiento de partículas aisladas (fig. 28). Tomemos dos partículas,



FIG. 27. Movimiento de las partículas de agua sobre la cresta de la onda de viento

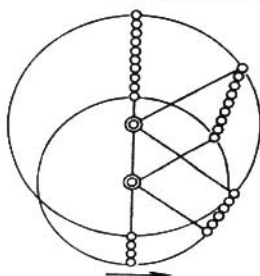


FIG. 28. "Empuje" de las partículas de agua durante el movimiento de la ola

una en la superficie y la otra a cierta profundidad, y coloquemos entre ellas "muy apretadamente" algunas partículas intermedias. Recordemos que las circunferencias descritas por ellas disminuyen su dimensión a medida que se "sumergen". A medida que ambas, moviéndose por sus órbitas, pasen a una posición cada vez más alejada de la inicial, entre ellas cada vez se alojará un número menor de partículas. Las partículas mismas son incompresibles (esto refleja el factor de incompresibilidad del agua), es decir, las partículas sobrantes deben ser expulsadas de sus órbitas hacia la derecha, respecto a la dirección del movimiento de la onda. La corriente de partículas empujadas es, en lo esencial, el flujo de viento del agua que se sobrepone a su movimiento ondulatorio.

Pero entonces no sería más fácil no dividir artificialmente en dos el movimiento sumario de las partículas, sino considerar que éstas ejecutan un movimiento único: no giran en círculos cerrados, sino con cada vuelta se desplazan un poco hacia adelante al paso de la onda? En otras palabras, es necesario desacoplar las órbitas de las partículas. Incluso, no es necesario enderezarlas totalmente: es suficiente, que las partículas se desplazan aunque sea un poco hacia adelante después de cada giro.

Mas, ahora la forma de la onda deja de ser puramente sinusoidal. ¿Recuerda el "surgimiento histórico" de las sinusoides debido al movimiento giratorio de la bola? Así, para la obtención de una trayectoria abierta del movimiento de la bola, ahora además hay que trasladar lentamente la mesita giratoria, en la cual se encuentra la bola. En lugar de observar la bola con ayuda de este complicado dispositivo, tomemos un modelo más palpable, una rueda de automóvil. Ella no solamente gira, sino también se mueve hacia adelante.

Marquemos en la rueda cuatro puntos, uno en el centro de la misma, otro, un poco retirado del centro, el tercero, aún más lejos del primero y, por fin, el cuarto sobre el mismo borde de ésta. El desarrollo del movimiento del primer punto da, evidentemente, una línea recta (fig. 29). El desarrollo del segundo se parecerá mucho a una sinusoides. Esto es comprensible: la oscilación de este punto referente



FIG. 29 Simulación de la forma de las ondas de viento con ayuda de los puntos en la llanta de una rueda en movimiento

a la recta es relativamente pequeña en comparación con la longitud completa del camino, que recorre la rueda tras una revolución.

Seguidamente comienzan cosas muy interesantes. Mire el desarrollo del movimiento del tercer punto. En él podemos ver unas crestas estrechas, pero aún bastante suaves que están separadas una de otra por unas depresiones mucho más prolongadas. Y, por último, en el desarrollo de la trayectoria del cuarto punto las crestas se agudizan hasta el límite.

Obtuvimos unos gráficos, que recuerdan extraordinariamente la forma de las olas, observadas en alta mar cuando el oleaje era ligero; no en vano el hijo del pescador dibujó la ola precisamente de esta forma (véase la fig. 1). La tercera curva se llama trocoide y la cuarta, cicloide. A diferencia de las ondas sinusoidales éstas se denominan ondas de altura final. Efectivamente, su altura ya constituye una parte considerable de la longitud de onda (la distancia, recorrida por la rueda en el transcurso de una vuelta).

Prestemos más atención a la cicloide. Es fácil comprender que una onda verdadera en la naturaleza no puede tener una cresta de semejante perfil. Su vértice es infinitamente estrecho, de manera que sobre él sólo puede situarse una partícula, con la peculiaridad de que no describirá una órbita circular o abierta, sino en general no describirá ninguna: ella solamente se detendrá sobre el vértice. Esto significa que el perfil cicloidal de la ola es el límite, una forma ya inaccesible para una onda real. Aceptándola, ésta se convierte en una onda absolutamente inestable y deberá desmoronarse instantáneamente.

¿Cuál es la relación de su altura con la longitud? Por lo visto, ella es, simplemente, igual a la relación del radio respecto de la longitud de la circunferencia:

$$\frac{h}{\lambda} = \frac{1}{2\pi} = \frac{1}{6,28}.$$

Esta relación se aproxima bastante a la que es igual a $1/7$, para la cual se interrumpió el crecimiento de las ondas en la piscina. Como demuestra un cálculo más exacto, la onda debería adquirir una inestabilidad total mucho antes, cuando el ángulo, formado por las pendientes de la cresta, en su vértice, alcance 120° . Precisamente a tal ángulo, del "declive natural" de la onda, responde la relación $h/\lambda = 1/7 = 0,143$.

Por cierto, la onda no es un montón de arena, la cual comienza a esparcirse cuando su pendiente alcanza una magnitud límite. Los granos de arena se mantienen en el montón gracias a la fricción y la cresta de la onda sostiene el movimiento colectivo de relevo de las partículas de agua. Y en conclusión todo depende de las singulari-

dades de este movimiento. En la trocoide las depresiones de las ondas son más largas que las crestas, porque en la depresión el movimiento de las partículas está dirigido en sentido contrario al movimiento de la onda y en la cresta, coincidiendo con su movimiento (véase, por ejemplo, la fig. 27). La cresta, naturalmente, se hace tanto más aguda, cuanto más cercano es el valor de la velocidad de la partícula en la cresta al de la velocidad de propagación de la onda. En el momento, cuando ambas velocidades se igualan, se alcanza el límite de agudez, ya que la partícula en la onda, naturalmente, no puede moverse más rápido que la onda en sí. La onda adquiere inestabilidad y su cresta se extingue (fig. 30). Pero a menudo no es del todo así: de la onda se desprenden solamente las partículas más rápidas de lo más alto de la cresta. Justamente éstas son las partículas que el viento tempestuoso se lleva de las olas.

En el mar son peligrosas no sólo las olas altas, sino precisamente las de máxima prominencia. Ellas se destruyen, desde luego, no por haberse encontrado con un barco. ¿Qué tipo de obstáculo representa para una ola de 20 a 30 m de altura y un amplio frente, digamos, un pequeño velero con poco apoyo en el agua, si además navega de proa contra la ola? Sencillamente la ola en ese momento o antes pierde su estabilidad y las partículas que se encontraban en su cresta, progresivamente empiezan a moverse con una velocidad mayor que la velocidad de la ola. Esto no es el encuentro de un barco con una ola regular, sino con el flujo de choque. El barco se porta como si se precipitara sobre un obstáculo, que involuntariamente le deja pasar arrojando sobre él toneladas de agua que antes se encontraban en su cresta.

A lo dicho queda por añadir que las ondas trocoidales en aguas profundas, como demostró el físico austriaco Gerstner en el año 1802, se pueden propagar, sin cambiar su forma, a semejanza con las ondas sinusoidales. Además, la velocidad de fase de esta propagación es igual a la de las ondas sinusoidales.



FIG. 30. *Destrucción de la ola de tormenta*

Volvamos de nuevo a la piscina de tempestades y sigamos nuestras observaciones. Podemos ver que la altura h de la onda, una vez lograda su relación máxima respecto a su longitud, continúa creciendo. Pero al mismo tiempo con ello aumenta la longitud de onda, de manera que para cierto diapasón de λ , la relación h/λ permanezca invariable y próximo a su valor límite. Cuanto menor es la velocidad del viento, tanto más estrecha es la zona, para la cual h/λ es permanente, y a pequeñas velocidades, en general, ésta puede no aparecer.

Luego, con el desarrollo de las ondas, se descubre un factor interesante: el crecimiento de la altura de las ondas comienza a retrasarse del incremento de sus longitudes. La relación h/λ poco a poco comienza a disminuir, llegando aproximadamente hasta $1/25$, después de lo cual la relación ya no varía.

Todo esto tiene un aspecto enigmático. Al parecer, ya está claro el por qué se interrumpió el crecimiento de h/λ : la onda adquiere inestabilidad, pero las ondas inestables no pueden mantenerse durante mucho tiempo, ellas se destruyen. Pero ¿por qué empezó a aumentar la longitud de onda? En efecto, cuanto mayor sea la longitud, tanto mayor será la velocidad de propagación de la onda, tanto más próxima será ella a la velocidad del viento, es decir, tanto menor es la energía que el viento le puede transmitir a ésta. La onda, que se mueva con una velocidad, igual a la del viento, no recibirá energía del mismo. No tiene ningún sentido hablar sobre el impulso de las ondas, que se mueven más rápido que el viento. Y, finalmente, ¿por qué con el incremento de su longitud las ondas no se mantienen en el límite de su altura probable, lo cual, también es "ventajoso" en el sentido de la adquisición de energía del viento, sino inmediatamente disminuyen su pendiente?

Hasta ahora hemos considerado que la onda percibe toda la energía de su fuente y esta energía se conserva en la misma durante todo su movimiento, es decir, en esencia, hemos menospreciado la fricción interna de las partículas de agua, su viscosidad. En realidad la energía de la onda gradualmente disminuye, incluso cuando la onda *no toca el fondo y no experimenta fricción contra él, si en su camino no se presentan obstáculos, de los cuales ella pudiera dispersarse*. El motivo de disminución de la energía de la onda es la fricción interna en el agua.

Al principio, cuando las ondas tan sólo comienzan a formarse, las pérdidas debido a la fricción prácticamente son insignificantes. Sin embargo, con el aumento de la potencia, transmitida por el viento al agua, en la misma se origina una fuerte corriente turbulenta, de torbellino. A diferencia de los torbellinos de aire, los cuales ayudan al nacimiento de la onda, los torbellinos en el agua interrumpen el

desarrollo de las mismas. La energía de los torbellinos, en resumidas cuentas, se convierte en calor: el mar en tempestad es más caliente que en calma.

Como demuestran los cálculos, la fricción de turbulencia es proporcional al cuadrado de la altura de las ondas, al cuadrado de su pendiente e inversamente proporcional al período de las mismas. La entrada de la energía del viento en la onda es proporcional a la altura y la pendiente de éstas e inversamente proporcional a su período. De la comparación de las dependencias resulta evidente que con el aumento de la altura y la pendiente de las ondas, llega por fin un momento, cuando el aumento posterior de estas magnitudes resulta "desventajoso" y éste debe retardarse y después sustituirse por la disminución.

Ahora las ondas en declive y de mayor longitud adquieren la energía del viento, en menor grado que lo hacían antes las ondas más abruptas y cortas. Pero en cambio gastan menos energía en el movimiento turbulento. Como se ha dicho, la adquisición de la potencia del viento es proporcional al primer grado de la pendiente de las ondas y, su pérdida por fricción, al cuadrado de esta magnitud. Así que, en resumidas cuentas, son más "ventajosas" las ondas en declive, es decir, las más largas para unas alturas determinadas. A partir de este momento comienza el equilibrio: tanta energía admiten las ondas del viento, cuanto gastan en la fricción. Así se originan las ondas estables.

En la zona de tempestad se nos presentan olas de las más diversas longitudes y entre ellas se forma una competencia peculiar por la *fuerza de energía*. Las olas más cortas, en mares profundos, se mueven con más lentitud que las largas. Por ello la velocidad relativa del viento sobre ellas es mayor que sobre las olas largas. Naturalmente, ellas crecerán más rápido que las olas largas. Pero, al alcanzar la altura máxima, ellas se destruyen. La energía que ellas pierden, durante su destrucción, se transmite a las olas largas y, al fin de cuentas, una parte leonina de la energía del viento es absorbida precisamente por las olas largas. Las olas cortas durante la tormenta, como es fácil convencerse es un fenómeno efímero, que cambia rápidamente su imagen, en cambio, las olas largas son mucho más constantes.

¡Un cuadro muy complejo! Pero éste se complica aún más, si se tiene en cuenta que no sólo el viento actúa sobre las olas, sino las olas, a su vez, pueden, como cualquier otro obstáculo, ejercer influencia sobre el flujo aéreo. La teoría y los experimentos en el túnel aerodinámico, en el que someten los cuerpos sólidos a corrientes de aire, demuestran que es suficiente una cresta con gran pendiente (con un ángulo en el vértice próximo a los 6°), para que a sotavento el

movimiento del aire se convierta en turbulento. Allí se origina el denominado torbellino anexado, el cual contornea la depresión del obstáculo que provoca las ondas (fig. 31).

Junto a la superficie del agua, el movimiento del aire en este torbellino, como es fácil ver, coincide por su dirección con el movimiento de las partículas de agua en la depresión. Y esto, a su vez, puede estimular el aumento de la altura de las crestas, sobre todo si las pulsaciones de la presión del viento junto a la superficie del agua, a causa de los torbellinos, entran en resonancia con la onda. Algunos científicos se inclinan a considerar que el desarrollo de las ondas de viento no es resultado de la presión del aire sobre las pendientes a barlovento, sino a consecuencia de las oscilaciones descritas de la presión del aire en el flujo turbulento sobre las pendientes a sotavento.

La expresión matemática de estas ideas es extraordinariamente compleja y todavía no ha sido deducida. Por eso para una posterior descripción del desarrollo de las ondas de viento, emplearemos los resultados de una teoría más sencilla de la presión eólica.

En esencia ¿qué es lo que se exige de una buena teoría "práctica" sobre el desarrollo de las ondas de viento? Para que ella permita pronosticar las características de la agitación del viento en cualquier momento de tiempo después de iniciada la acción del viento y en cualquier parte del mar, incluso cerca del litoral, en bahías. Y no solamente en los mares, sino también en los extensos y profundos lagos, con una intensa navegación.

Aquí existe la posibilidad de presentar dos enfoques.

Con el primer enfoque se intenta calcular las características de las olas medias regulares, basándose en un entendimiento del mecanismo de transmisión de la energía del viento a las olas y del mecanismo de gasto de la energía adquirida por las olas durante el movimiento turbulento del agua. Tal teoría su puede denominar energética, puesto que la misma considera el intercambio de energía entre la atmósfera y el océano.

El segundo enfoque es el estadístico. En el mismo la interacción del viento y las olas se considera como un proceso aleatorio y a partir de allí se determinan las "leyes del azar". Estas leyes caracterizan la distribución de la energía entre las ondas de diferentes alturas y longitudes, así como la dependencia de la duración del trabajo del viento y la distancia que recorrieron las olas desde el lugar de su nacimiento. Conociendo esta distribución, obtenida de un gran número de



FIG. 31. Surgimiento del torbellino incorporado tras la cresta de la ola

observaciones, se pueden pronosticar las características medias de la agitación del viento.

Desde hace mucho tiempo la física se basa en estos dos enfoques, al estudiar otros fenómenos. Por ejemplo, se puede, por lo menos en principio, sabiendo las normalidades de transmisión de la energía calorífica de un cuerpo a otro, establecer el comportamiento de un gas sometido a calentamiento. Éste es el camino por el cual va la termodinámica. Pero las características de un gas se pueden determinar, estudiando la estadística de los choques de sus moléculas, durante las cuales ellas intercambian su energía. Ésta es la vía de la mecánica estadística o, como se denomina en este caso, la teoría cinética del calor.

La teoría energética posee ciertas ventajas a causa de lo comparativamente simples que son sus cálculos, los cuales se basan en la observación del desarrollo de las ondas de viento en condiciones controladas — en piscinas de tempestades. Examinemos, por ejemplo, el gráfico (fig. 32), en el que se puede ver cómo dependen de la velocidad del viento la altura h_{∞} y el período T_{∞} máximos de las ondas. El subíndice de estas magnitudes significa que ellas se obtienen, tras una prolongada actividad del viento, cuando éste sopla, con velocidad constante, en una misma dirección.

No hay que asombrarse de que en el eje de abscisas esté trazada la velocidad absoluta, y no la relativa, del viento (la diferencia entre la velocidad del viento y la velocidad de fase de las ondas). El hecho es que la propia velocidad de fase depende de la longitud de onda en aguas profundas y ésta crece con el tiempo, hasta conseguir el valor máximo λ_{∞} , aproximadamente igual a $25 h_{\infty}$. Por eso la velocidad de fase de las ondas, formadas hasta su límite, es una parte determinada y constante de la velocidad del viento, precisamente el 82% de esta velocidad. Las observaciones tanto en la piscina como en el mar, durante la tempestad, confirman tal conclusión.

Con un simple cálculo haciendo uso de las fórmulas citadas en el capítulo primero, es fácil hallar, que el período T_{∞} de las olas,

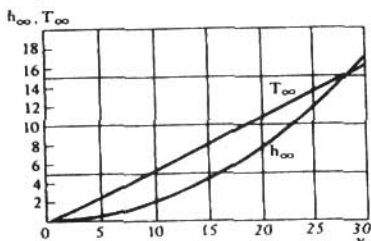


FIG. 32. La altura y el período máximos de las ondas de viento en función de la velocidad del mismo. Por el eje de ordenadas están trazados h_{∞} en metros y T_{∞} en segundos, por el eje de abscisas, la velocidad del viento en metros por segundo

expresado en segundos, es casi igual a la mitad del valor de la velocidad del viento, expresado en metros por segundo, es decir, depende linealmente de v , lo cual puede verse en el gráfico. La altura de las olas depende del cuadrado de la velocidad del viento: por ejemplo, el gráfico evidencia que con una velocidad del viento de 15 m/s las olas pueden alcanzar una altura de 4,3 m, y con una velocidad, el doble mayor, $v = 30$ m/s; puede cuadruplicarse su altura $h_{\infty} = 17,2$ m.

Mas la teoría demuestra que la longitud máxima de una ola formada aumenta, en condiciones de una acción ilimitada del viento, en 114 veces en comparación con aquellas que poseían mayor pendiente, o sea, para las que $h_0/\lambda_0 = 1/7$. Como en el límite $h_{\infty}/\lambda_{\infty} = 1/25$, entonces resulta que

$$\frac{h_{\infty}}{h_0} = \left(\frac{h_{\infty}/\lambda_{\infty}}{h_0/\lambda_0} \right) \frac{\lambda_{\infty}}{\lambda_0} = \left(\frac{1/25}{1/7} \right) \cdot 114 \approx 32,$$

es decir, la altura de las olas formadas supera a la de la etapa de mayor pendiente, aproximadamente en 32 veces.

Pero el viento nunca sopla ilimitadamente, con una velocidad constante y además en una misma dirección. Es necesario además tener en cuenta que en el mar la longitud del espacio, dentro del cual se impulsan las olas, tampoco es infinitamente grande; esto no es una piscina de tempestades. Pero un viento estable, soplando durante algunas horas, y en ocasiones días, sobre un vasto espacio oceánico, lejos del litoral, no es raro. Al obtener, mediante el cálculo, la imagen del desarrollo de la agitación en tal régimen, no es difícil generalizarlo para los casos, cuando el viento cambia su velocidad e incluso la dirección, como, por ejemplo, durante el tifón. Sólo es necesario utilizar unas simples consideraciones físicas. Digamos, de una manera clara, que el viento que sopla, formando un ángulo agudo respecto a la dirección de las olas, realiza menor presión que el que lo hace coincidiendo con la dirección de las mismas. Si este ángulo alcanza los 90° , el viento no ejercerá influencia sobre las olas. Si este ángulo se convierte en obtuso, entonces, naturalmente, el viento intentará apagar las ondas, tratando de volver su movimiento en sentido contrario. El trabajo máximo del viento dirigido a la extinción de las olas, resulta, cuando el mismo sopla al encuentro de éstas. Sin embargo, las olas poseen una inercia colosal y para extinguirlas el viento debe soplar en dirección contraria un tiempo no menor que el que sopló el viento favorable de la misma fuerza, provocando su agitación.

Hay que tener en cuenta que las olas no permanecen inmóviles. Ellas se mueven hacia adelante, además su velocidad gradualmente se incrementa con el aumento de la longitud de onda, aunque,

naturalmente, permanezca, en todo momento, menor que la velocidad del viento. El viento, dejando atrás las olas, engendradas en el lugar de la tempestad, como preparándose un encuentro. Cuanto más lejos de la frontera inicial de barlovento se encuentre la tempestad, tanta mayor agitación encontrarán las olas al llegar. Del lado de sotavento, en la zona de tempestad, entran olas relativamente bajas que deberán desarrollarse más adelante.

Es evidente que el cuadro del oleaje dependerá no sólo de la duración de la acción del viento, sino también de donde se encuentre el lugar de observación respecto a la frontera de barlovento de la tormenta. Esta distancia con frecuencia es denominada, aunque no con mucho acierto, recorrido de despegue de las olas. Cierta justificación al término se le puede hallar sólo en que la velocidad de las olas, movidas por la acción del viento, realmente crece. Por último, recorrida cierta distancia, las ondas adquirirán una velocidad estable que no cambiará si el viento permanece constante. Toda la energía, transmitida por el viento a las olas, se consume en el movimiento turbulento de las partículas de agua.

Se puede hablar solamente sobre si es suficiente para las olas la distancia recorrida hasta el litoral, para conseguir desarrollarse a plenitud. Es fácil advertir que cuanto más sople, incluso un fuerte viento de la orilla, éste nunca desarrollará olas grandes junto a la orilla; éstas sólo aparecerán lejos de la misma. Es evidente que cuanto

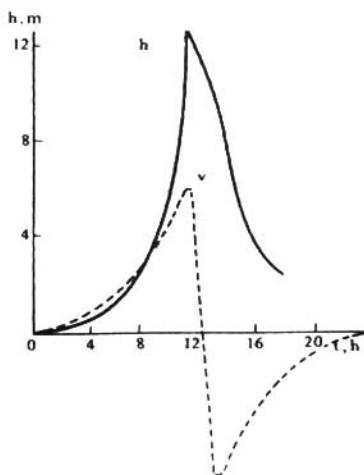


FIG 33 Variación de la altura de las olas durante el recorrido del tifón

menor es la velocidad del viento, tanto mayor será la longitud de impulso que necesitarán las olas para desarrollarse hasta un estado constante.

No vamos a citar los gráficos, por los cuales se realizan los correspondientes cálculos de la altura, longitud y periodo de las ondas, provocadas por el viento. En el buen libro del académico V. V. Shuleykin "Ensayos de la física del mar" se describen, de una manera bastante simple, estos gráficos y su utilización.

Mostramos solamente el gráfico de la variación de la altura de las olas durante el paso de un tifón por el océano Pacífico (fig. 33). Este caso, como es sabido, tiene la particularidad característica de que el viento, en un punto dado del mar, aumenta poco a poco hasta su valor máximo y más tarde, cuando se aproxima el "centro" del tifón, rápidamente se calma. Después, el viento de nuevo aumenta con rapidez hasta su máximo, pero sopla en sentido contrario, de manera que empieza a extinguir las olas. A continuación el viento gradualmente se calma y el mar empieza a apaciguarse. En el gráfico se ve que la velocidad del viento en el tifón se desarrolló durante 11 h, alcanzando 60 m/s. Más tarde ella bajó rápidamente hasta cero e igual de rápido volvió a crecer hasta el mismo valor, pero en dirección contraria y después, también durante 11 h, lentamente descendió hasta cero. El mismo gráfico muestra la dinámica de crecimiento de la altura de las olas. Puede advertirse que la rapidez del crecimiento de la altura de las olas al principio se rezagaba de la del viento, después comenzó a adelantársele y al alcanzar los 12,5 m, a causa de un viento contrario, paulatinamente disminuyó.

Testigos afirman que el choque de olas gigantescas es un espectáculo todavía más espantoso que cuando las olas se estrellan contra un barco en medio del bramido y el estampido del huracán. Hay que señalar que 12 m es una altura bastante grande para las olas. Para que unas olas de tal altura pudieran formarse a causa de un viento muy fuerte (8 grados según la escala Beaufort), se necesitan varios días. Incluso, simplemente un viento fuerte (7 grados) puede desarrollar olas muy altas y peligrosas durante este tiempo.

Hasta aquí hemos tratado sobre ondas regulares, que nunca se observan durante las tempestades y huracanes. Las verdaderas olas huracanadas son, en esencia, ondas elementales de diferentes longitudes, alturas, fases y direcciones, superpuestas unas a otras en filigranas (fig. 34). Para ellas no sirven tales características, como periodo, longitud de onda, velocidad de propagación. Todas estas sinusoides se adicionan según una ley casual. Esto permite aplicar la estadística a la descripción de las características de ondas marinas irregulares.

Es evidente que antes de utilizar la estadística, en unos mismos

lugares y tiempo pueden casualmente encontrarse varias ondas adicionadas, que vienen de distintos lugares y por un tiempo breve se origina una ola alta, pero inestable. Puede ocurrir también de tal manera que unas hileras extendidas de olas casualmente se muevan en un sentido y sus longitudes resulten próximas unas a otras. Entonces surgirá un grupo de olas especialmente altas, en el cual una o dos crestas pueden resultar mayor que las demás tanto en el sentido directo como por las consecuencias para el barco, si éste se encontrara en su camino.

Es decir, la leyenda sobre el "novenno grado" está fundamentada. En efecto, ella no nació de la nada, sino como una generalización de la experiencia multisecular de navegación (y naufragios) por los mares y océanos. Por otra parte, algunos navegantes experimentados, en lugar de noveno le llamaron también séptimo y grados más raros. La

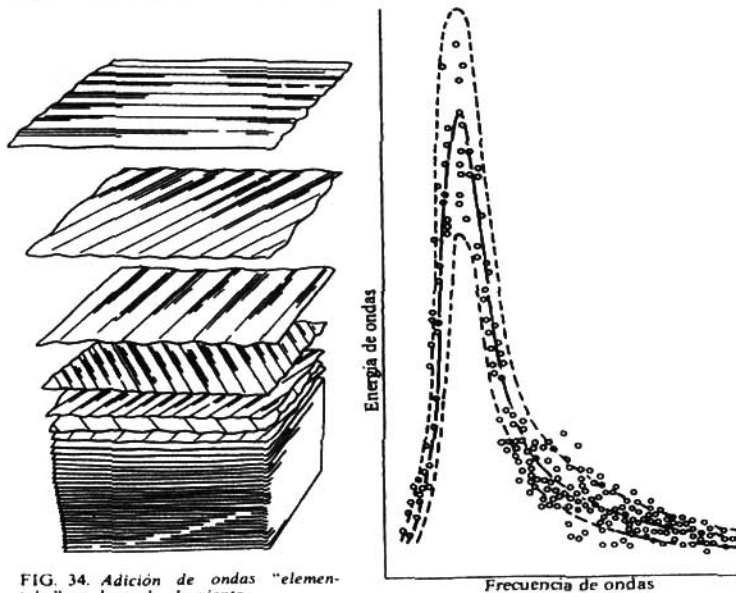


FIG. 34. Adición de ondas "elementales" en la onda de viento

FIG. 35. Espectro de las energías de las ondas de viento en mares pequeños. La curva continua generaliza los datos de las

mediciones. las curvas de trazos esbozan las fronteras superior e inferior del intervalo confidencial

elaboración estadística de las observaciones, hechas ya no a simple vista, sino con ayuda de instrumentos exactos, demuestra que en cualquier grupo de olas huracanadas, escogido de una manera completamente casual, la altura de una ola de cada 23 excede a la altura media en dos veces y una de cada 1175, en tres veces. Si se tiene en cuenta que los cálculos, según la teoría energética, dan para la altura media, en condiciones reales, valores de hasta 10 y más metros, entonces no deberán parecerse fantásticas las afirmaciones de algunos testigos que durante los huracanes vieron olas de más de 30 m de altura.

La estadística busca la regularidad en lo aleatorio y después trata de aplicarles los fundamentos físicos. Así, por ejemplo, miríadas de moléculas en cierto volumen de gas se mueven de una manera completamente caótica, en diferentes direcciones y a distintas velocidades, sin embargo, la velocidad media de este movimiento caótico se caracteriza por una magnitud muy determinada, relacionada simplemente a la temperatura del gas. La estadística de las olas demuestra que entre las mismas también existen regularidades precisas, pero las explicaciones físicas a estas regularidades aún no han sido halladas. El movimiento de las ondas no es simplemente un movimiento de moléculas: la formación, el desarrollo y la propagación de las ondas se describen por leyes mucho más complejas. El movimiento ondulatorio, a diferencia del movimiento de partículas independientes, es colectivo y por eso posee mayor número de grados de libertad y por lo tanto mayor diversidad de formas.

Como base de la estadística de las olas puede servir su espectro de alturas, o en otras palabras, las energías, ya que la energía de la onda es proporcional al cuadrado de su altura. La proposición de determinar los espectros de la ola, fue hecha hace un cuarto de siglo por el científico norteamericano W. Y. Pierson. Desde entonces se han realizado muchas investigaciones por científicos de diferentes países, comprendidos entre ellos científicos soviéticos, entre los cuales en primer lugar debe mencionarse Yu. M. Krylov. La fig. 35 muestra el espectro de las olas, el decir, la dependencia de sus energías de la frecuencia (o periodo) en un amplio diapason de velocidades del viento desde 7 hasta 18 m/s y "recorrido de despegue" hasta 150 km. Este espectro fue obtenido basándose en las mediciones hechas en los mares de Barents, Negro y Caspio. Los puntos responden a observaciones experimentales; la curva ininterrumpida fue hallada por una fórmula teórica y refleja el espectro más probable. Las líneas de trazos corresponden al denominado intervalo confidencial, en el cual deben hallarse todos los puntos con probabilidades del 80%. En el eje de abscisas no trazamos la misma frecuencia ν , sino su relación

respecto a $\bar{v}$, frecuencia media de la onda. En el eje de ordenadas trazamos la energía relativa en comparación con la energía media de las olas, proporcional al cuadrado de su altura media $\bar{h}^2$ y no la absoluta.

Del examen de esta curva se puede deducir una serie de regularidades. Ante todo es evidente que la energía, concentrada en las ondas, aumenta rápidamente en proporción con el incremento de la frecuencia. Ella alcanzará su máximo después de que la curva experimente una rápida disminución y forme una larga estela ligeramente inclinada. Es interesante que la energía máxima corresponda no a la frecuencia media de las ondas, sino a la mayor de las probables la cual es menor que la media en un 20%. (La distribución de las velocidades de las moléculas en cierto volumen de gas, puede expresarse mediante una curva muy parecida y para ella la velocidad más probable es aproximadamente 20% menor que la media y más exactamente la media cuadrática. ¡Desde luego, en ambos casos actúan leyes completamente diferentes, pero en lo aleatorio también hay regularidades generales!)

¿Cuál es el valor de las curvas espectrales de distribución de la energía de las olas? Ellas permiten, según la característica media, calculada, digamos, por el método energético, determinar la probabilidad, con la que pueden aparecer olas huracanadas especialmente altas. Naturalmente, la tarea real es más complicada: hay que tomar en consideración la existencia de las zonas costeras, las cuales reducen el "recorrido de despegue" de las olas y los cambios de velocidad y dirección del viento. Pero la importancia de la tarea consiste en los grandes esfuerzos, que se gastan en su solución.

Ahora recordemos el método, recomendado desde tiempos inmemoriales, de tranquilizar las olas marinas dejando caer al agua cabos de cáñamo mojados en aceite, palletes trenzados o suspender de la borda sacos de lona, lleno de estopa, impregnados en aceite de hígado de bacalao. Las observaciones demuestran que el aceite vertido lentamente al agua (digamos, un poco más de un litro por hora) es capaz de apaciguar las olas alrededor del barco en un radio hasta de diez metros e incluso más. No es necesario, sin embargo, exagerar el poder de este método. Una fina capa de aceite derramada sobre el agua, no puede influenciar sobre el gigantesco oleaje de tormenta; tranquiliza eficazmente las pequeñas ondas; las crestas de las ondas se hacen más lisas y consiguen mayor estabilidad.

Existe multitud de explicaciones divergentes de este fenómeno. Unos consideran que la fina capa de aceite tiene un coeficiente de tensión superficial más alto que el agua (en grandes volúmenes, al contrario, la tensión superficial del agua es dos veces mayor que la del aceite), y por eso no da a las olas agudeza y no les permite luego des-

truirse bajo la acción del viento. Otros afirman que el aceite disminuye la fricción entre el viento y el agua, y por lo tanto dificulta la formación de olas. (La fricción del aire con el agua es tan insignificante que es poco probable que pueda, en general, ser la causa de la formación de las olas.)

V. V. Shuleykin dio una explicación convincente de la acción de la capa de aceite sobre las olas. Ella consiste en lo siguiente. Las grasas y los aceites, son sustancias tensoactivas. Ellas disminuyen la tensión superficial del agua y tienden a extenderse por su superficie de la manera más amplia posible, formando rápidamente sobre el agua una película muy fina. Las moléculas de estas sustancias complejas, por su estructura, poseen, en los extremos, grupos activos de átomos y iones. Interaccionando con el agua, las moléculas se alinean en forma de empalizada sobre su superficie, ya que los grupos en un extremo de la molécula son atraídos por el agua y en el otro, se repelen. Tal empalizada puede ser formada por una o varias capas de moléculas. La viscosidad, es decir, la fricción interna de las moléculas de las sustancias tensoactivas es mayor que la viscosidad del agua y aumenta con el incremento de su masa molecular.

Cuando sobre la superficie del agua se forma una capa (o capas) de tal sustancia, entonces las ondas tienden a repetir el movimiento colectivo de las partículas de agua. La película, naturalmente, es más fina sobre las crestas de las olas (¿recuerda la expulsión de las partículas de agua desde las crestas hacia las depresiones?) y es más gruesa en las depresiones. Las moléculas de la película constantemente realizan movimientos recíprocos semejantes a los del *fuelle de un acordeón*, ora aproximándose, ora alejándose la una de la otra. Debido a la alta viscosidad de la grasa, estos movimientos son acompañados de unos gastos de energía mucho más grandes que los *movimientos de las partículas de agua en la onda*.

Precisamente esos movimientos adquieren una parte significativa de la energía del viento, la cual de otro modo se consumiría en la *formación de olas relativamente cortas*. Se trata precisamente de la extinción de tales olas: la película se desordena rápidamente y se la lleva el viento, por eso ella, de ningún modo, puede cubrir las olas largas. *Pero precisamente las ondas cortas en las pendientes de las largas, con frecuencia las agudizan excesivamente y provocan su destrucción*. Las películas de grasa o aceite no disminuyen la agitación, ellas solamente alisan las olas. *Y si las olas no son altas, entonces, al pasar una nave a motor, tras ella se extenderá una estela casi lisa, provocada por el lanzamiento de productos derivados del petróleo, que apaciguan por completo la pequeña agitación del agua*.

Es más, la aparición de franjas lisas en la superficie del mar, puede ser provocada por las denominadas olas interiores. Pero, antes de

explicar este interesantísimo fenómeno (aunque, hablando en rigor, no es visto directamente), terminemos la narración sobre las ondas de viento en la etapa final de su existencia.

En este momento, el viento se calma o las olas salen de la zona de tempestad. ¿Qué ocurre con ellas después? Las olas forzadas se liberan. La imagen confusa de crestas agudas, que se mueven en diversas direcciones, chocan entre sí, se arrojan en salpicaduras y espuma, gradualmente cambia por otra más tranquila de olas regulares, más parecidas a aquellas que se dibujan en los manuales de física. La altura de las olas disminuye algo, las crestas se tornan más suaves y, a partir de esto las olas se mueven formando filas aunque todavía bastante altas, pero ya mesuradamente. Esto es la marejada, o marea muerta, como a ella desde antaño la llaman los navegantes.

Sobre el mar se establece la calma, las velas sin fuerzas caen, pero de repente, no se sabe de dónde, comienzan a rodar altas olas regulares. El alma se agobia de presentimientos y, efectivamente, al cabo de uno o dos días, llega un despiadado temporal. Si la marejada no se apacigua a las pocas horas, éstos son signos precursores de la proximidad del temporal.

Pero antes aparecen los signos precursores de la misma marejada, ondas bajas con una altura desde medio metro hasta un metro y con periodos de medio minuto y más. En plena calma, cuando el mar parece tranquilo, es fácil advertir las pequeñas ondas, pero regulares lejos del litoral. Junto al litoral la brisa matinal y vespertina con frecuencia desarrolla una agitación propia y, por delante de ellos los precursores de la marejada pueden extraviarse fácilmente. Luego las ondas aumentan paulatinamente y aparecen grupos bien visibles de olas altas con periodos de 5 a 10 s. Este aumento puede continuar durante varios días y después la marejada comienza gradualmente a disminuir, pero puede ser visible aún varios días.

En algo esta imagen recuerda las ondas que hemos visto formarse en el estanque cuando lanzamos la piedra al agua. Y efectivamente, sin considerar las diferencias en las fuentes de las ondas, en ambos casos actúa el mismo mecanismo físico. Sólo que en el mar la escala del fenómeno es mayor, que en el estanque. Desde el lugar de la caída de la piedra, primero rodaban las olas menudas y alargadas, con mayor velocidad, seguidas de grupos de olas altas y, por fin, olas bajas y cortas; posterior a ello la superficie del agua se tranquilizaba. Todo este cuadro ondulatorio transcurrió ante nuestros ojos en escasos segundos. En el mar por todas sus características él tiene una escala mayor: por su altura, longitud de onda, duración y distancia recorrida por ellas. Las olas de las marejadas pierden durante su movimiento mucha energía, puesto que los procesos turbulentos, con la desaparición del viento, desaparecen rápidamente. Por lo general la

energía se pierde en la superación de la viscosidad propia del agua, la cual, como sabemos, es poca. Por eso ellas pueden pasar, sin un notorio debilitamiento, muchos miles de kilómetros.

Determinando desde una embarcación o desde la orilla, con ayuda de instrumentos, la llegada de los predecesores de la marejada con diferentes periodos, se puede, con bastante exactitud, localizar la tempestad en el mar. Con las fórmulas, citadas en el capítulo primero, es fácil obtener la expresión de la distancia L desde la frontera de la tormenta hasta el lugar de observación de los predecesores de la marejada. Ésta se puede ver en el gráfico, expuesto en la fig. 36.

El gráfico expresa la dependencia entre el período inverso $1/T$ y el tiempo de arribo t^a de las olas con el correspondiente período T . La pendiente de la línea recta respecto del eje de abscisas es igual a L , y en el punto de intersección de la recta con el eje de abscisas el momento medio del arribo de las olas es igual al momento de su nacimiento t_0 . De este modo, por la pendiente de la recta y su intersección con el eje de abscisas se determina la distancia hasta la frontera de la tormenta y el tiempo que tardan en salir las olas de la marejada de la región que abarca la tempestad.

Puede resolverse otra tarea, no menos importante, y desde luego mucho más compleja, de la propagación de la marejada en el océano, disponiendo de datos estadísticos sobre las olas en la zona de la tempestad. Para esto se construye el espectro energético de la ola en la región de la tormenta, semejante al espectro que muestra la fig. 35, y del mismo se determina la altura y el período medios de las olas de la tempestad. A medida que se propagan las olas, su espectro debe cambiar. Primero las olas se disgregan de la zona de la tormenta como un abanico en distintas direcciones, a manera de los círculos causados por la piedra lanzada y segundo, como resultado de la dispersión se redistribuye la energía de las olas según sus frecuencias.

Un ejemplo del cálculo de la dinámica de las olas de una marejada, provocada por una tormenta y alejada a una distancia de 3 500 km del

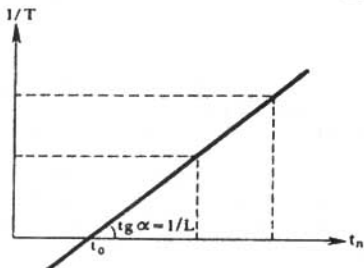


FIG. 36. Gráfico para localizar la tempestad

punto de observación, se puede ver en la fig. 37. En todos estos gráficos se representa el espectro inicial de las ondas de viento y se oscurecen las partes, en las cuales está concentrado el espectro de energía de la marejada. Por este gráfico se puede determinar que dentro de tres días y medio al punto de observación llegarán las primeras olas con una altura de 0,71 m y un periodo de 17 s. Después, durante unos 2 días más la altura de las ondas aumentará, alcanzando aproximadamente 1,5 m y el periodo de las más altas será de unos 10 s. Después de esto, la marejada disminuirá lentamente, pero se conservará todavía durante 8 días, aunque al final será difícil distribuirla, ya que puede estar encubierta por el oleaje de la zona.

Lo dicho se refiere a la observación de las ondas de la marejada en aguas profundas, lejos de la costa. Cuando la marejada llega a la zona ribereña de poco caudal, las características de las olas —altura, longitud, periodo y, por último, la dirección de propagación—, cambiarán de modo radical. A la descripción de estas variaciones dedicamos un capítulo aparte.

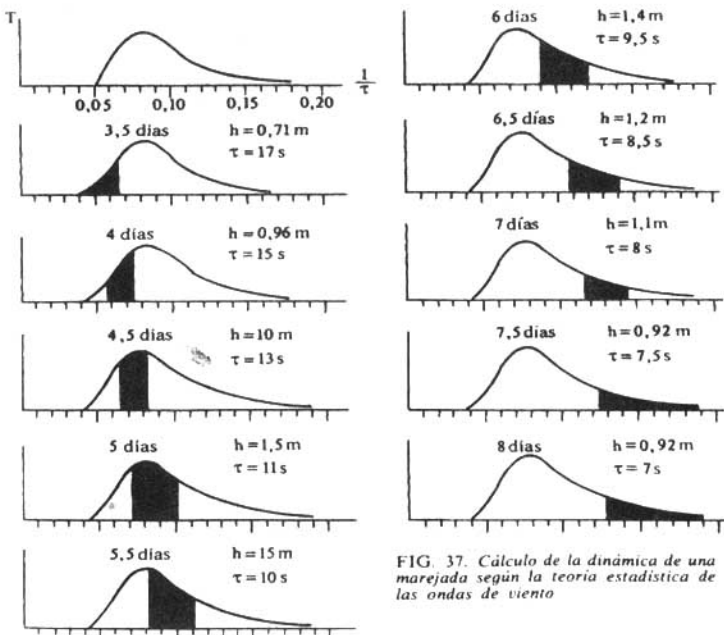


FIG. 37. Cálculo de la dinámica de una marejada según la teoría estadística de las ondas de viento

Y ahora haremos la descripción de las ondas marinas internas que ya hemos mencionado anteriormente. La existencia de ondas entre el aire y el agua no es, en absoluto, un fenómeno único. Las ondas pueden originarse en la frontera de separación entre dos medios cualesquiera con características diferentes. Así, las ondas pueden originarse en la superficie que separa el agua del aceite e incluso entre el agua potable y la salada, ya que son diferentes las densidades de ambos medios. Sin embargo, estas ondas no pueden denominarse superficiales, ni volumétricas, puesto que tal denominación está sujeta a las ondas acústicas, en las cuales el medio homogéneo realiza un movimiento completamente diferente, es decir, la compresión y la tensión alternas. Por esto a tales ondas se las denomina interiores.

Las primeras de ellas, por lo visto, son las observadas en el siglo XVIII por el científico norteamericano B. Franklin, al realizar experimentos en un recipiente, en el cual, con cuidado para que no formara emulsión, derramaba aceite. En la naturaleza las ondas interiores fueron descubiertas primeramente en la atmósfera (en la atmósfera ellas condicionan, por ejemplo, la formación de nebulosos borreguillos) y solamente después en el océano. La idea de la existencia de ondas oceánicas interiores fue enunciada primero por el conocido investigador polar noruego F. Nansen. Él supo despertar interés en sus compatriotas y las primeras investigaciones sobre las ondas marinas interiores fueron realizadas por científicos escandinavos. Actualmente, relacionada con el inicio de la potenciación de las riquezas del océano y para garantizar la seguridad de navegación de los artefactos submarinos, la investigación de las ondas interiores adquirió gran envergadura.

Desde luego, en el agua no existen unas fronteras, muy definidas entre las zonas con diferente densidad, superpuestas una a otra, como entre el agua y el aire. Pero con frecuencia no existe una variación gradual uniforme de la densidad del agua desde su superficie hasta el fondo. Es natural que el agua, a causa de la presión hidrostática, posee en la profundidad más densidad que junto a la superficie. Pero, además, sobre la densidad del agua influye la temperatura y la salinidad. El diapasón de variación de la densidad del agua en los mares no es muy grande, aproximadamente desde $0,996 \text{ g/cm}^3$ a una temperatura de 30°C y una salinidad cero hasta $1,032 \text{ g/cm}^3$ en el lugar más profundo del océano mundial, la fosa de las Marianas, donde junto al fondo a una profundidad aproximada de 11 km reina una temperatura de -2°C y la salinidad es igual al 40‰.

Mas, dentro de este pequeño diapasón existen saltos de densidades. Por ejemplo, en el mar Caspio a una profundidad entre 17 y 18,5 m la caída de temperaturas puede alcanzar 13° . En el mar Negro, en verano, el agua junto a la superficie se calienta hasta los

24...25°C, pero ya a una profundidad próxima a los 20 m la temperatura cae hasta los 8...10°C. En el mar Mediterráneo a pequeñas profundidades se descubren saltos de temperatura en capas del agua de decenas de centímetros. En las zonas con tales saltos la densidad varía bruscamente a distancias de decenas de centímetros. Desde luego, este cambio es brusco en comparación con el lento incremento de la densidad a distancias de cientos de metros o varios kilómetros desde la superficie hasta el fondo.

Y el hecho de que incluso la variación más grande de la densidad en el lugar de tal salto sea pequeña, engendra unas ondas interiores con unas alturas muy grandes. En efecto, si la capa de agua de menor densidad ρ_1 está sobre una capa con mayor densidad ρ_2 , el peso excesivo por unidad de volumen será igual a $mg(\rho_2 - \rho_1)/\rho_1$. Si el trabajo que es necesario gastar en la formación de una onda superficial con una altura h_{sup} , es igual a mgh_{sup} , entonces el mismo trabajo causará una onda interior, cuya altura será igual a

$$h_{int} = \frac{\rho_2}{\rho_2 - \rho_1} h_{sup} = \frac{\rho}{\Delta\rho} h_{sup}. \quad (14)$$

Si la densidad de dos capas se diferencia, digamos, en 0,01 g/cm³, que es un caso frecuente, la onda interior resultará 100 veces mayor que la superficial.

Todas las características de las ondas superficiales pueden ser trasladadas a las ondas interiores, sólo cambian un poco las fórmulas que describen este enlace. Así, por ejemplo, si pasan ondas superficiales su frecuencia en aguas profundas se expresará mediante la fórmula

$$v_{sup} = \frac{V_F}{\lambda} = \sqrt{\frac{g}{2\pi\lambda}}, \quad (15)$$

entonces para las ondas interiores la frecuencia (ella se denomina frecuencia de äisälä, por el nombre del científico que propuso esta fórmula) será

$$v_{int} = \sqrt{\frac{g}{\rho} \frac{\Delta\rho}{\Delta z}}, \quad (16)$$

donde $\Delta\rho$ es el incremento de la densidad, correspondiente al incremento de la profundidad Δz . Habitualmente el aumento de la densidad del agua se desarrolla de manera bastante lenta, pero de todos modos no por una ley lineal. Por eso la frecuencia, o el periodo de las ondas interiores depende en algo de la profundidad z . En las

partes, donde se observan saltos en los valores de la densidad, la magnitud $\Delta\rho/\Delta z$ aumenta bruscamente y en la curva de la dependencia v_{int} de z aparecen máximos muy precisos. El período de las ondas, correspondiente a estos máximos, está en un diapason desde 1 hasta 10 min, y allí, donde los saltos de densidad son pequeños, éste puede alcanzar hasta 3...4 horas e incluso más.

Cuando se determina la velocidad de fase V_F^{int} de las ondas largas interiores, por lo general, se supone que la capa de agua de espesor h_1 y densidad ρ_1 está sobre la capa de espesor h_2 y densidad ρ_2 , además, la suma $h_1 + h_2$ es igual a la profundidad del depósito de agua. Desde luego, esto es una idealización, ya que no puede existir una frontera brusca entre dos capas de agua, ésta aunque sea poco, pero se mezcla obligatoriamente. Mas, se considera que el espesor de la capa mezclada es insignificante en comparación con h_1 y h_2 . Entonces se obtiene

$$V_F^{int} = \sqrt{g \frac{\Delta\rho}{\rho} / \left(\frac{1}{h_1} + \frac{1}{h_2} \right)}. \quad (17)$$

Si el espesor de la capa h_1 es mucho menor que el espesor h_2 , entonces se obtiene la fórmula

$$V_F^{int} = \sqrt{g \frac{\Delta\rho}{\rho} h_1}, \quad (18)$$

muy parecida a la expresión de V_F en aguas poco profundas (4), con la sola diferencia, que el fondo es la frontera de las capas y la capa de agua menos densa es sustancialmente más ligera, como, por ejemplo, el cuerpo del nadador en el agua. Por eso, la velocidad de fase de las ondas interiores es decenas de veces menor que la velocidad de las ondas superficiales con iguales longitudes.

Las ondas interiores en los mares tienen, por lo general, el mismo origen que las ondas superficiales. Entre ellas también existen móviles y estacionarias, forzadas y libres, surgen bajo la acción de las fuerzas que crea el flujo (¡la Luna y el Sol levantan todo el volumen de las cuencas acuáticas!), los saltos de la presión atmosférica, el viento y la acción de las propias ondas superficiales.

Sin embargo, el movimiento de las partículas de agua dentro de las ondas interiores es más complejo que en las superficiales. Si la fuerza, que actúa sobre la partícula, la saca de su posición de equilibrio, en la cual ella se encontraba en correspondencia con su densidad, por ejemplo, hacia arriba, entonces la partícula caerá en una zona con menor densidad. Cuando la velocidad de su traslación vertical es cero, la partícula comienza a sumergirse y por inercia traspasa la posición

de equilibrio. Entrando luego en una capa con mayor densidad, la partícula, bajo la acción de las fuerzas de Arquímedes, comienza a elevarse. Tales oscilaciones continuarán, mientras no se apacigüen debido a la fricción interna, si desde luego, ellas no son apoyadas por la energía de una fuente exterior.

En la onda móvil aparecida (fig. 38), si ella se mueve hacia la izquierda, las partículas en la cresta giran en dirección contraria a la del paso de la onda, en el sentido de las agujas del reloj y en la depresión en dirección del paso de la onda, contrario al sentido de las agujas del reloj. Por ello, en el medio que se encuentra más abajo de la frontera divisoria, las partículas en la cresta se aproximarán y las que se encuentran en el medio superior, correspondientemente se dispersarán. En la depresión tendrá lugar un fenómeno opuesto. Las trayectorias de las partículas se asemejan a las órbitas que describen las partículas en las ondas superficiales y al mismo tiempo, estrictamente dicho, representan curvas abiertas.

No vamos a detenernos detalladamente en ciertos tipos de ondas interiores. Las ondas interiores de viento en los últimos años se estudian intensivamente en los laboratorios, donde para su observación se pueden utilizar piscinas de tempestades y en vez de agua pura se toman capas de agua y, digamos, de keroseno. Con esto se logran observar fenómenos interesantes de resonancia de las ondas interiores entre sí y con las superficiales.

Por ejemplo, si hay dos ondas superficiales con longitudes λ_1, λ_2 y frecuencias ν_1 y ν_2 , y hay una onda interior conveniente con tales longitud λ_{int} y frecuencia ν_{int} , que $\frac{1}{\lambda_1} \pm \frac{1}{\lambda_2} = \frac{1}{\lambda_{int}}$ y $\nu_1 + \nu_2 = \nu_{int}$,

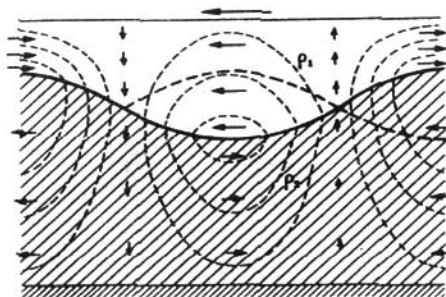


FIG. 38. Movimiento de las partículas en una onda interior móvil

entonces comienza un traslado intensivo de energía de las ondas superficiales a la onda interior y como consecuencia su altura aumenta considerablemente. En un mar tempestuoso, donde se puede hallar cualesquiera tipos de ondas, tal traslado de energía puede realizarse a gran escala. Y, bajo el agua puede originarse el reflejo de lo que ocurre en la superficie del mar, ondas interiores largas, cuyas crestas y depresiones serán surcadas por una red de ondas cortas. Se originarán también torbellinos turbulentos que destruirán las ondas interiores más inestables, con la única diferencia que desde las crestas no salpicará la espuma. En efecto, la espuma, son burbujas de aire cautivadas por el agua, es decir, el resultado de la mezcla de aire y agua. El mismo entremezclado de capas de diferente densidad ocurre durante la destrucción de las ondas interiores, los saltos de densidad se derrubian, y con esto se debilitan las olas.

En las aguas poco profundas tanto las ondas interiores, como las superficiales, pueden refractarse, experimentar difracción (por ejemplo, junto al rompeolas) e incluso, aumentando en altura, crear un oleaje submarino. Ellas pueden tomar parte también en la formación de lisas franjas en el mar, vistas frecuentemente, por ejemplo, junto al litoral (fig. 39).

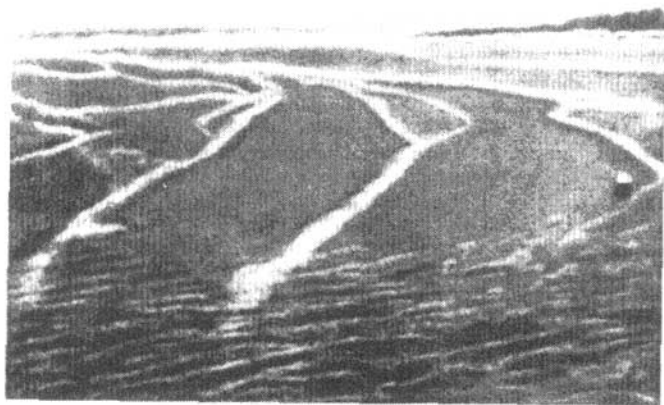


FIG. 39. *Franjas lisas sobre la superficie del mar*

Por primera vez, prestó atención a la existencia de las franjas lisas, V. V. Shuleykin en el año 1938, y luego sus investigaciones, en los diferentes mares, fueron continuadas por otros oceanólogos. Sobre la superficie del agua siempre existe una película de sustancias tensoactivas de origen en parte natural y en parte artificial. (Por desgracia, esta última en los últimos años crece impetuosamente, la contaminación de los mares ha tomado dimensiones amenazantes.) En condiciones naturales tal película es ineficaz para extinguir la agitación marina. Pero cuando surge la ola submarina, en los lugares donde se disponen sus depresiones, las partículas de la capa superficial se desplazan hacia abajo, se acercan y arrastran tras sí las moléculas de las sustancias tensoactivas. El acercamiento de las moléculas conlleva el engrosamiento de la película, la cual se aprieta hacia las depresiones de la ola y destapa partes del mar sobre las crestas de las ondas interiores. Las zonas engrosadas de la película, no obstante, ya son capaces de extinguir el pequeño escarceo, que se origina cuando la velocidad del viento alcanza aproximadamente los 4 m/s. Sobre las depresiones de las ondas interiores se forman franjas lisas bien visibles, rodeadas por zonas de escarceo.

Estas franjas pueden formar filas paralelas y moverse lentamente junto con una onda interior. Si la onda no es móvil, sino estacionaria, las franjas lisas aparecen y desaparecen alternativamente en correspondencia con el período de oscilaciones de las partículas en los vientres, es decir, cuando en el vientre las partículas se mueven desde la superficie hacia la profundidad.

Con las ondas interiores, cuando el salto de densidad del agua se encuentra a poca profundidad, está enlazado otro fenómeno muy interesante, denominado agua muerta. En tales aguas se atascan los barcos, no tienen fuerza para salir del lugar, incluso cuando los motores funcionan a plena potencia. Pero este fenómeno es preferible examinarlo en el capítulo, dedicado a las ondas, formadas por los barcos.

Para concluir la conversación sobre las ondas interiores, examinemos en unas pocas palabras su origen en la atmósfera. En el aire, igual que en el agua de mar, con bastante frecuencia tienen lugar saltos de densidad del aire, que se superpone a la dependencia regular entre la densidad del aire y la altura. Para esto es suficiente un pequeño salto de la temperatura en las capas vecinas de aire. Y entonces, en la frontera divisoria de las capas, como resultado de un movimiento horizontal del aire u otros motivos, pueden originarse ondas interiores.

El salto de temperaturas en las capas adyacentes puede crear las condiciones, para que el vapor de agua que se encuentra en el aire

comience a condensarse formando las nubes; él hace visible la existencia de las ondas interiores en la forma, conocida por todos, de hileras regulares de borregos.

De vez en cuando las ondas interiores en las zonas donde se producen saltos de densidad pueden ser provocadas por aviones. Si el avión vuela, lo suficientemente alto, de tal modo que tras él se forma una estela visible, que generalmente tiene un rayado transversal. Esta estructura es la manifestación de las ondas interiores en la frontera de repartición de las capas de aire con diferentes densidades.

Capítulo cuarto

LAS OLAS Y EL LITORAL

Viajando junto a las ondas de viento, salientes de la zona del temporal, observamos, como desaparecen las agudas crestas de las olas y como éstas se convierten gradualmente en olas cada vez más regulares y suaves. Pero notamos que las olas nuevamente comienzan a crecer en altura y su longitud disminuye. Esto es un indicio seguro de que las olas llegan a aguas poco profundas. Los bancos de arena, o bancadas, pueden encontrarse lejos, en alta mar. Pero nos interesará más el comportamiento de las olas en aguas poco profundas, junto al litoral, donde ellas entran en la etapa final de su existencia.

En este caso pueden ser dos posibilidades. O la ola se rompe no lejos del borde de la orilla, o contra el mismo, o entra en el río que desemboca en el mar. Y en uno y otro caso la forma de la ola cambia hasta no ser reconocida.

La ola después de realizar un largo camino hacia el litoral y entrar en el río prolonga su vida. Ya sabemos que la ola llegada del mar y que se mueve por el río, se denomina bore.

Con más regularidad y precisión se define el bore provocado por la ola de flujo. Cuando ella entra en el cauce del río que tiene menor profundidad que la parte del mar contigua a éste y además limitado por las orillas del río, su altura, naturalmente, aumenta. La fórmula de tal aumento la dedujimos al final del segundo capítulo. Como resultado, río arriba comienza a desplazarse una oleada bastante alta o con menor frecuencia un grupo de olas, que se denomina bore periódico. En las figs. 40 y 41 se pueden ver fotografías de los bores.

La altura del bore, desde luego, depende de la altura de la ola de flujo y otras condiciones del lugar. Por lo general ella no es grande. Se considera bore grande el que tenga una altura aproximada de 2 m, pero se encuentran bores, que alcanzan alturas de 6 m (en el río Fuchuntsan en China). El indicio característico del bore es el de un muro de agua que bulle en su frente; por eso el desplazamiento del bore va acompañado de un fuerte y sordo ruido.

El bore se desarrolla sobre todo en ríos, cuyo lecho es bastante escabroso y desciende hacia el mar. El muro de agua con más claridad se manifiesta algunas veces en medio del río y de vez en cuando junto a las orillas. Esto depende del perfil de fondo del río. El bore a menudo se desplaza a una velocidad considerable, que sobrepasa los 20 km/h. Pequeñas embarcaciones, salvándose de la marea en la bahía cuando pasa el bore, utilizan el mismo para trasladarse río arriba, sin gastar esfuerzo en superar la corriente contraria.

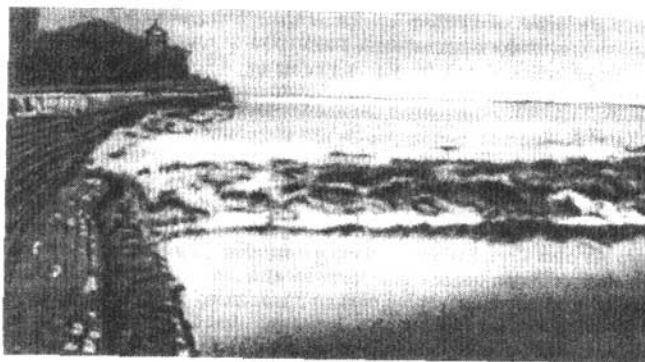


FIG. 40. *Bore en el rio Fuchuntsan*

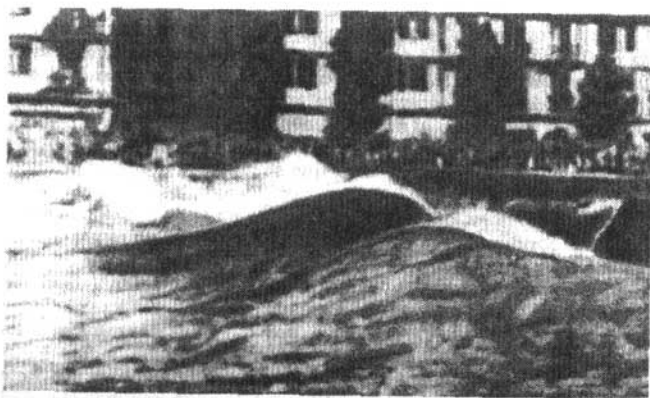


FIG. 41. *Bore en el rio Sena*

Cuando se produce el bore nos encontramos con un tipo de ondas, de las cuales aún no hemos hablado. Éstas son las ondas de choque, que existen ampliamente en la naturaleza. Surgen cuando la velocidad del cuerpo excede la velocidad de fase de la propagación de las ondas. Tal cuerpo puede ser una embarcación o simplemente una lámina que sumergimos en el agua y de una manera brusca hacemos desplazarse del lugar. La onda de choque se produce cuando cerramos el grifo de agua, cuando abrimos las compuertas de una presa, cuando se mueve un aluvión por un río montañoso, debido al movimiento de una avalancha de nieve. Las ondas de choque, no las superficiales, sino las acústicas, las producen los chasquidos del látigo del pastor, el vuelo de un proyectil o de un avión que vuela a velocidades que superan las del sonido. Todas estas ondas poseen además una propiedad común: ellas no son lineales, y en su frente se origina el salto de ciertas magnitudes, por ejemplo el de la velocidad de movimiento del medio.

La ola de flujo de muy poca pendiente, en aguas poco profundas, se mueve a una velocidad, que se puede hallar por la fórmula (4):

$$V_F = \sqrt{g(D + h)}, \quad (19)$$

donde h es la altura de la ola y D , la profundidad del depósito de agua. En aguas muy poco profundas, junto a la desembocadura de un río, la magnitud h se hace comparable con la magnitud D . A su vez, la velocidad de fase de la propagación de las olas en el mismo río, antes de la llegada del bore, es igual a $V_F = \sqrt{gD}$, donde D es la profundidad del cauce del río. De aquí, claro está, V_F es mayor que V_F' , es decir, la ola del mar se desplaza con una velocidad llamada supercrítica.

Esto significa que al agua, que se encuentra ante el muro del bore, *no le da tiempo prepararse a la llegada del bore*, y éste forma en ella un sector de compresión, que corre por el río, delante del frente del bore. Sin embargo, la velocidad de traslación del bore en un río no se puede expresar con la fórmula (19), sino con otra más compleja. Si designamos la profundidad del agua durante el bore mediante D_1 y antes del mismo por D_0 , su velocidad v será:

$$v = \sqrt{g \frac{D_1(D_1 + D_0)}{2D_0}}. \quad (20)$$

Puesto que D_1 es mayor que D_0 , claro está, v será mayor que $V_F = \sqrt{gD_0}$.

¿Y qué ocurre detrás del bore? Allí las partículas de agua se mueven con otra velocidad

$$v' = \sqrt{g \frac{D_0(D_1 + D_0)}{2D_1}}, \quad (21)$$

es decir, con una velocidad menor que la velocidad de fase detrás del bore $V_F = \sqrt{gD_1}$. Esto significa que cualquier ola, surgida detrás del bore, alcanzará su frente y al final se mezclará con él. He aquí el por qué tanto detrás del bore, como delante del mismo, no existen olas, sino un muro de agua.

Como el bore es una onda no lineal, en él cambia no sólo la forma sino también se mueven las partículas. Es interesante que la velocidad del movimiento de las partículas a ambos lados del frente del bore son diferentes: en el mismo frente se produce no solamente un salto de densidad, sino también de la velocidad de las partículas de agua. Esto quiere decir que se engendra un salto de energía de las partículas y puede pensarse que en el frente del bore no se cumple la ley de conservación de la energía!

Pero esto es solamente a primera vista. En realidad la energía mecánica de las partículas que se desplazan con las olas, no es el único tipo de energía. La energía perdida por las partículas que se deslizan desde el frente del bore hacia el agua tranquila, se transforma en calor. Como mecanismo de tal transformación puede servir la formación de torbellinos durante el movimiento turbulento del líquido. He aquí el por qué el agua en el frente del bore bulle, desde luego, no en su significado estricto, sino sería mejor decir se agita. (A propósito, cuando un avión vuela a velocidad supersónica, en el frente de su onda de choque el aire se calienta hasta tal temperatura que comienza a resplandecer; y las etapas desprendidas de los cohetes cósmicos y los meteoritos, generalmente se queman a causa del calor producido en el frente de la onda de choque, formada por los mismos.)

La profundidad del río nunca es igual. Junto a las orillas es menor, y por eso, al parecer, el bore, moviéndose por el río, debería desplazarse en forma de arco. Pero no se observa nada semejante: el bore avanza en un frente recto. Para que esto pudiera ocurrir, la altura del bore junto a las orillas debería ser mayor, para que se iguale la velocidad del frente por todo el flujo. En realidad así es.

Sólo es necesario hacer una corrección. El bore no se desplaza por el agua tranquila, sino por el río, donde hay corriente, la cual siempre tendrá un movimiento contrario al del bore. Es sabido que la velocidad de la corriente es, por lo general, mayor en medio del río y menor junto a las orillas (la fricción del agua y la orilla es la culpable). Por ello la corriente del río con mayor fuerza disminuirá la velocidad del bore en el centro del río y de una manera más débil junto a las orillas. La diferencia de las alturas del bore en el centro del río y junto a las orillas, necesaria para mantener el frente del bore sin interrupción, no es tan grande.

En los ríos lentos y al mismo tiempo profundos el bore en el centro del río casi no se nota, en cambio junto a las orillas se desliza con altas

olas. Así, por ejemplo, ocurre en el Sena, en su bajo afluente entre Ruán y el mar (allí el bore se denomina «mascaret»). El oleaje allí es tan alto que incluso se lanza sobre la orilla alta y en ocasiones se lleva a los imprudentes espectadores de este impresionante fenómeno.

¿Puede existir el bore durante el refluo? En algunos libros podemos leer la afirmación de que el refluo es considerablemente más lento que el flujo y que la profundidad del río al iniciarse el refluo es *significativamente mayor que en el origen del flujo*. Por eso el bore no se forma durante el refluo y el descenso del nivel del río transcurre gradualmente.

El bore durante el refluo realmente no se origina, pero por otro motivo. La ola de descenso — la depresión que va delante y no la cresta de la ola — posee una admirable propiedad, que en ella no aumenta la pendiente de su frente, y por ello no surge el salto.

Y ahora examinemos la destrucción de la ola en el litoral marino. Esto representa un espectáculo de belleza no menor que la del paso del bore. Cuando a la playa llegan las grandes olas, a menudo se puede ver mucha gente mirando durante horas el atractivo espectáculo de la marejada y resacas.

Antes que nada prestemos atención a que las grandes olas de la marejada, venidas desde lo lejos del mar, se desplazan en hileras iguales, casi paralelas a la línea del litoral. Esto es el resultado de la refracción, sobre la cual hemos hablado en el capítulo primero. Las olas de la marejada, que entran primero en aguas poco profundas, adquieren un movimiento de menor velocidad, $V = \sqrt{gD}$, donde D es la menor distancia hasta el fondo. Lo alcanzan además las partes no retrasadas del frente y éste se hace paralelo a la frontera divisoria. En el mar casi no existe una frontera divisoria bien limitada, entre las aguas profundas y poco profundas; la profundidad del mar disminuye por lo común poco a poco. El frente del oleaje también cambia gradualmente y se alinea a lo largo de las profundidades iguales (isóbatas), las cuales, junto a la zona costera, frecuentemente son casi paralelas a la línea de la misma. Durante la refracción gradualmente disminuye la longitud de las olas. Nos podrían convencer de esto los experimentos dedicados a la refracción de las ondas en un recipiente, sobre los cuales ya hemos escrito más arriba o, directamente, la fórmula (1). Puesto que la frecuencia de ondas debe permanecer invariable, la longitud de las mismas, en aguas poco profundas, disminuye tan rápidamente, como su velocidad.

Como resultado de la disminución de la longitud de onda aumenta su pendiente. Cuando el valor de la profundidad del mar se aproxima a un valor, dos veces mayor que el de la altura de la ola, la cresta de la ola se hace más aguda. La ola todavía no ha perdido su estabilidad, pero ya está próxima a ello. Cuando la profundidad es

aproximadamente 1,3 mayor que la altura de la cresta, la estabilidad de la ola, cuya pendiente alcanzó el valor límite de 120° , se pierde por completo. La ola se vuelca y bastante lejos del litoral surge una resaca.

Puede decirse que, cuando la ola sale a una zona donde el valor de la profundidad, es comparable con el de su altura, a ella no le resulta suficiente la profundidad del agua para rellenar su cresta. La ola pierde su simetría y se destruye, puesto que el vértice de la cresta pierde su apoyo y se derriba. Esto puede decirse de otra manera: la ola "percibe" el fondo. Las partículas que se encuentran por debajo de la cresta, cerca del fondo, disminuyen su movimiento al mismo tiempo que las partículas en el vértice de la cresta no consiguen "sentir" esto y continúan moviéndose por sus órbitas con la misma velocidad.

Utilizando la metáfora, se puede decir que la ola experimenta lo mismo que el pasajero que se encuentra de pie en un tranvía al frenar éste bruscamente: sus pies se detienen más rápidamente que su cabeza y la fuerza de inercia derriba al pasajero hacia adelante. De manera análoga es derribada la cresta de la ola. La variación del perfil de la ola durante su desmoronamiento, sin embargo, es hasta tal punto compleja que hasta hoy día no se ha logrado dar a la misma una descripción matemática exacta. El derrumbamiento y destrucción de la ola es, una manifestación de la no linealidad límite de las olas.

Derribándose, la cresta atrapa aire y, destruyéndose, se transforma en tumultuosa masa de espuma, que por inercia se traslada hacia la orilla. ¡Pero si la resaca se formó sobre una ola submarina, por el lado opuesto de la cual la profundidad aumenta nuevamente, entonces la ola, como el ave Fénix, renaciendo de las cenizas, puede restablecer de nuevo su forma!

La ola submarina actúa como un rompeolas natural, tras éste el agua es más tranquila y el impulso que le transmite la ola derribada, puede ocasionar una nueva ola. Pero parte de la energía de la ola inicial, desde luego, se perdió irremediablemente, se gastó en un movimiento turbulento muy fuerte, en el lanzamiento de salpicaduras y, además, en realidad, se fue al fondo del mar. La ola nuevamente formada es ya más baja que la inicial. Ella rueda, hacia la costa, hasta alcanzar, a su vez, la profundidad crítica, igual a 1,3 de su altura, y en este momento se destruye. De cómo sea el perfil del fondo junto al litoral depende el que puedan originarse algunas franjas de resacas (fig. 42).

La última franja de resacas, no tiene suficiente profundidad por lo que no se pueden formar más olas y ésta se transforma en un oleaje, que se precipita sobre la playa en forma de capa tumultuosa, llega hasta su límite superior y allí desaparece. La energía de la ola, tan lentamente acumulada en la región del temporal, tan escasamente gastada en el correr de las olas hacia el litoral, ahora se consume en



FIG. 42. Resacas junto a la zona
ostera

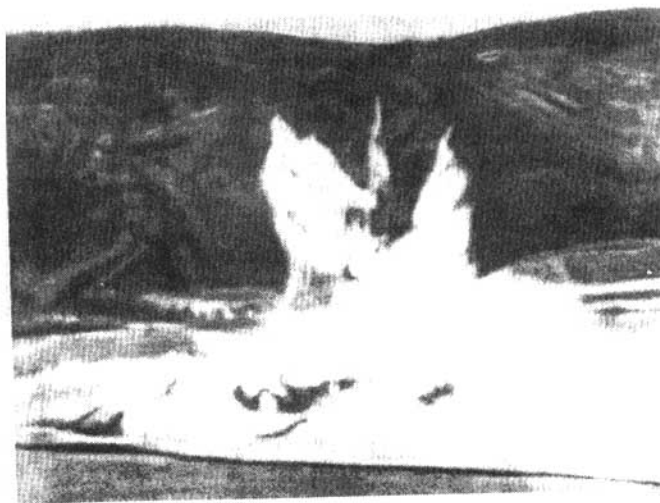


FIG. 43. Fuentes, lanzadas por la ola
que se destruye en aguas poco profundas

pocos segundos. La potencia de la marejada resulta mucho mayor que la de las olas en la zona de la tempestad, y es por eso que las olas de la marejada pueden ocasionar enormes destrucciones a las embarcaciones junto a la orilla o a las construcciones portuarias.

Tal imagen de la marejada se forma en los bancos de arena del litoral, cuando el fondo tiene un ángulo de 1° ó menos. Si junto al litoral no hay bancos de arena o la pendiente del fondo es lo suficiente abrupta, se observa otro tipo de marejada. Ésta se denomina resaca zambullida y deslizable.

La resaca zambullida representa el choque de una ola contra un obstáculo debajo del agua. Delante de este obstáculo el mar es profundo, de manera que la ola aún dispone de toda su energía y posee una gran velocidad. Cuando ante una cresta se levanta un obstáculo submarino, a su encuentro se desplazan partículas de la ola anterior, ya reflejada parcialmente del obstáculo.

Qué es lo que pasará en este caso, puede describirse, como antes, de dos maneras. De acuerdo con el primero, no falta agua de retorno para rellenar la depresión ante la cresta. Conforme al segundo, el movimiento de las partículas en la ola de retorno va en dirección contraria al de las partículas junto a la base de la cresta y, éste aquí experimenta un frenado particularmente brusco. Repitiendo la analogía con el caso del pasajero del tranvía, se puede decir que en el momento en el que se produjo el frenado del vagón, además se produjo una detención del piso sobre el que se encontraba parado el pasajero. Desde luego, en este caso la fuerza de frenado sigue en aumento y la cresta de la ola se desbarata con mayor ímpetu. Al chocar con el obstáculo, la ola lanza hacia arriba fuentes de agua. Esto es un espectáculo muy impresionante (fig. 43).

La proyección de obras, que no sólo pueden proteger las construcciones en el litoral o las embarcaciones en el puerto de la acción destructora de las olas, sino también resistir sus embates durante largo tiempo, es una verdadera ciencia ingenieril. Incluso puede decirse, un arte de ingeniería, donde mucho depende de la intuición y experiencia de los proyectistas. Calcular la distribución de la energía y el impulso de las olas en el momento de su destrucción, tener en cuenta la estadística, las alturas de las olas, la dirección de su movimiento y el relieve del fondo junto al litoral, es una tarea, todavía inalcanzable para la teoría.

Pero tal proyección se funda en una serie de estimaciones generales. En ellas se presta atención también a las olas de extrema altura registradas en la región, donde se suponen construir obras de protección del oleaje, así como a la variación en muchos años del relieve del fondo junto al litoral, provocada por las olas, y a otros factores.

En este caso a nosotros nos interesa en mayor grado la física de los fenómenos que ocurren al chocar las olas con los obstáculos. Siempre se tiende a que la energía de la ola destruida vaya dirigida contra la misma agua. El movimiento turbulento de las partículas de agua debe absorber, en grado considerable, la energía de las olas. En realidad, precisamente a este objetivo sirven los rompeolas.

Como se ve en su denominación, los rompeolas destruyen las olas, las obligan a desplomarse. En el caso más sencillo el rompeolas representa simplemente un escalón bajo el agua, el ascenso brusco del fondo del mar. Como ya hemos dicho, las observaciones demuestran que la ola se destruye cuando la profundidad del mar en determinado lugar alcanza aproximadamente 1,3 de la altura de la ola. Tal escalón no es obligatorio hacerlo rigurosamente vertical, se le puede dar pendiente. Además, puede construirse un rompeolas flotante, si el fondo se encuentra a gran profundidad y en este caso la construcción de un muro continuo puede costar excesivamente caro.

Su acción se basa en que él posee una inercia, lo suficientemente grande, como para interrumpir el movimiento de las olas. Las partículas de las olas, que amenazan sobre el rompeolas, continúan moviéndose, mientras que las partículas de la base de la cresta se detienen. Recordando cómo habíamos descrito la destrucción de las olas se puede, en este caso, decir que no hay agua suficiente para completar la cresta y ésta se derriba.

Es evidente que tal rompeolas debe tener suficiente extensión en dirección del movimiento de las olas. Si es demasiado estrecho, la ola puede no advertirlo. Los rompeolas flotantes son especialmente efectivos cuando su longitud coincide o es próxima a la longitud de onda que contra él choca. Pero, desde luego, escoger la forma del rompeolas, para que éste tenga la misma efectividad destructora para olas de las más diferentes longitudes, es imposible. Como medida de efectividad del rompeolas se considera la relación de las alturas de las olas que chocan contra él y las reflejadas por éste. Mediante una construcción acertada del rompeolas, puede lograrse la extinción de la energía de las olas que chocan contra éste en más de un 90%.

Tan eficaces son muchos de los rompeolas, dispuestos en la costa o en las cercanías de la misma. Habitualmente la parte delantera del muro del rompeolas está hecha de piedras, cuyos bloques tienen una forma muy irregular. Su misión consiste en crear un flujo en el agua lo más turbulento posible. Simultáneamente, éste debe ofrecer la suficiente resistencia a la acción destructora de las olas. Tal estructura de gran porosidad durante el choque dispersa el pico de presión de las olas. Se debilita también la pérdida hidrostática de peso del rompeolas en el agua, debido a que la ola pueda trasladar algunos elementos ligeros de que está construido el rompeolas.

Los muros de rompimiento de olas sirven para rechazar, en grado significativo, la energía de las olas del mar. Por lo común éstas son construcciones de piedra o de hormigón armado con la superficie delantera lisa, de sección cóncava, con un desarrollo de la parte superior sobre el agua. Hacia abajo su perfil está hecho en forma de escalones, para prolongar el tiempo de choque de las olas y dispersar tanto más el pico de presión. Si la ola llega al muro en aguas profundas, por lo general es rechazada sin romperse. Si la ola antes de llegar al muro se destruye en el litoral, entonces el flujo que se origina vuela por el muro hacia arriba, desbaratándose en lo alto de éste y cayendo nuevamente a la orilla. La energía cinética del flujo junto al muro se transforma en energía potencial de la elevación de la ola la cual transmite al muro una energía relativamente pequeña. Las ondas de retorno o corrientes de rebote que se originan del choque de éstas contra el muro extinguen o por lo menos debilitan la fuerza de los golpes de las olas que se aproximan al muro.

Para una mayor dispersión del momento de la presión máxima, los muros de rompimiento de olas y los rompeolas se construyen de manera que sus costados largos formen un ángulo pequeño respecto del frente de las olas predominantes en determinadas condiciones. Desde luego, para determinar este ángulo es necesario disponer de una estadística direccional, según la cual hacia el litoral llegan las olas, conocer el cuadro de distribución de las profundidades junto a la orilla y tener en cuenta la refracción de las olas en aguas poco profundas.

No vamos a entrar en detalles de cómo las olas destruyen los obstáculos que encuentran en su camino. Diremos solamente que la fase inicial de esta destrucción la realiza el aire, atrapado y comprimido por la ola, el cual al chocar con el obstáculo, se ensancha y la quebranta. Los golpes de olas terminan de romper el obstáculo, destruyendo por completo los enlaces del obstáculo y trasladando elementos aislados de éste. Frecuentemente se puede observar cómo las olas, jugando, remueven los bloques de miles de toneladas de los rompeolas.

Pero volvamos a la marejada en las zonas poco profundas de la orilla (como dicen los científicos y marineros, bancos de arena). Ya hemos contado sobre las olas que se derriban bruscamente, las resacas zambullidas, que representan de por sí un fenómeno lo suficientemente amenazante. En los bajíos del litoral con frecuencia se origina otro tipo de marejada, las resacas deslizables. A diferencia de las resacas zambullidas, las deslizables se desmoronan lentamente y hasta su destrucción completa pueden recorrer una distancia significativa. El vértice de la resaca deslizable parece resbalar por el perfil de la ola, esto puede prolongarse varios minutos. Desde luego, en tal

ola se pierde la estabilidad, en la cresta aparece un sombrero de espuma y las partículas de agua, desplazándose por unas órbitas desacopladas, realizan un movimiento de avance.

Las resacas deslizables que poseen esta propiedad contribuyeron al surgimiento del atrayente y hermoso deporte de deslizamiento sobre tabla, surfing (de la palabra inglesa surf, que significa marejada o resaca). Muy popular para el surfing son algunas zonas del litoral de las islas Hawai y Australia, donde desde las playas a varios kilómetros mar adentro se extienden arrecifes coralinos. Las altas olas de los temporales del océano Pacífico, llegadas a estas zonas del litoral, se transforman en resacas deslizables.

Durante la resaca sobre la tabla con el deportista, como sobre cualquier cuerpo en el agua, actúan la fuerza de la gravedad y la de Arquímedes. Esta, dirigida perpendicularmente a la superficie del agua, es tal que, si el deportista se encuentra en la pendiente delantera de la ola, se origina la fuerza resultante de deslizamiento. Cuando esta fuerza se iguala con la fuerza de la resistencia frontal del agua, el deportista comenzará a desplazarse a la velocidad de la cresta.

No es obligatorio, en absoluto, que el deportista se deslice exactamente a la velocidad de la cresta. Si se elige afortunadamente el momento, al comenzar el deslizamiento, cuando la ola tan sólo comienza a rodar bajo la tabla, orientando la tabla a determinado ángulo respecto del agua, es posible incluso deslizarse a velocidades, que superen la velocidad de la cresta, ya que la fuerza de deslizamiento sobrepasará la resistencia frontal del agua.

En esencia, un surfing parecido a éste, sólo que bajo el agua y no en la superficie, realizan los delfines, cuando acompañan durante largo tiempo las embarcaciones. Las condiciones para el surfing submarino son creadas por la onda de proa (sobre estas olas trataremos más detalladamente en el siguiente capítulo), la cual se origina durante el desplazamiento del barco; ella abarca cierta capa bajo el agua junto a la superficie. Los delfines ocupan una posición en la pendiente delantera de la ola y se desplazan junto con ésta. Esto les permite moverse, casi sin gastar fuerzas. La resistencia del agua, a causa de la singular textura de la piel del delfín, resulta muy poca y, en esencia, el delfín durante el surfing consume energía sólo para superar esta resistencia.

Observemos la marejada junto a la orilla. Después que la corriente espumosa debida al quebranto de las olas junto al borde de la orilla alcance el punto más alto en el litoral, ésta comenzará su regreso al mar. Esta corriente contraria es capaz de acelerar el desarrollo de la inestabilidad de las olas que arriban, frenando por completo las partículas de la cresta, sobre lo que ya hemos hablado. Al parecer, la corriente contraria debe finalizar en la cresta más próxima a la orilla.

Ella frena el desplazamiento del agua hacia la orilla y, a su vez, es detenida por él. Por ello el agua, al parecer, realizará un movimiento oscilatorio entre la frontera de rompimiento de las olas y la frontera máxima de su llegada a la orilla. Entre tanto la situación no resulta tan simple. Junto al fondo se forma la denominada corriente contraria de fondo, en ocasiones bastante fuerte que representa determinado peligro para los nadadores.

Cuando el nadador se encuentra fuera de los límites de la zona, donde se rompen las olas, él realiza un movimiento más o menos igual al de las partículas del agua en la ola. Su cuerpo aproximadamente describe circunferencias, además con cada una de ellas él realiza un pequeño movimiento de avance y se aproxima lentamente hacia la orilla. Cuando el nadador se encuentra sobre la cresta de una ola que se destruye, él, junto con el flujo de espuma, es lanzado hacia la orilla.

Si se pone de pie, lo que ocurra después dependerá de si él puede mantenerse en pie. Si el lugar, donde se derrumba la ola, es lo suficientemente profundo, el nadador, incluso parado, podrá ser derribado por la siguiente resaca o todavía antes por la corriente contraria, en la cual las partículas al encontrarse con la cresta se mueven hacia arriba. En los lugares poco profundos el nadador, estando de pie, ya no es juguete de las olas, y si lo es, ya no en tal grado.

Pero si el nadador se cae en la parte, donde existe una fuerte corriente contraria de fondo, puede ser arrastrado a cierta distancia mar adentro. Al surgimiento de la corriente contraria en cierto grado, contribuyen las olas que se destruyen. En el momento del golpe contra el fondo o contra la superficie de las aguas bajas, la energía de la ola destruida, en parte, se transmite a la arena o a las pequeñas piedras trasladándolas hacia adelante. La ola siguiente, al destruirse en un lugar menos profundo, apresurará la arena hacia la orilla, y como consecuencia en el agua se forma un terraplén poco elevado bajo el agua. Si se mira con atención, éste no es continuo, en él parecen abrirse caminos estrechos canales. Por ello parte del agua refluye al mar, resultando su corriente discontinua.

Los canales, por regla general, se observan solamente en las orillas de aguas profundas. En las orillas poco profundas, el agua de más, arrojada por las olas, principalmente se extiende a lo largo de éstas, y no vuelve al mar de inmediato. La corriente en el canal se desarrolla en forma semejante al bore, porque la profundidad del canal es mayor que sobre el terraplén a ambos lados de éste, y la velocidad de la corriente en el canal es superior que sobre el terraplén. Precisamente por este indicio se pueden localizar los canales, el frente de la ola, continuo detrás del terraplén, se rompe contra el mismo: las olas se destruyen sobre el terraplén y no sobre el canal.

Pero esta circunstancia puede asustar al nadador: él prefiere alcanzar la orilla, no donde se rompen las olas y suben en un santiamén surtidores de salpicaduras, sino en un lugar más tranquilo, pero alevoso. En todo caso, el nadador no debe asustarse si se lo lleva el mar: él debe seguir nadando, alejarse de este lugar, y seleccionar la resaca conveniente, la cual, al fin y al cabo, lo llevará hasta la orilla. Podemos dar un consejo más seguro: no hacerse a la mar durante la fuerte marejada, cuando la corriente de las olas destruidas presenta un cuadro bastante complejo y sumamente variable.

Una de las complejas tareas consiste en proteger del derrubio las costas. Además de esto hay que proteger el acuatorio de los puertos marinos de los efectos de la pérdida de profundidad a consecuencia de que las olas y la corriente depositan en él arenas y piedras, o sea material de playa. El problema de la transformación de la energía de las olas marinas en energía de traslación de las partículas del material de playa es extraordinariamente complejo y hasta el presente no está muy elaborado.

La complejidad del proceso radica en que en él participan muchos fenómenos. Antes que nada, la presión puramente hidrodinámica del agua, que se mueve con gran velocidad. Cuando las olas se estrellan contra la costa, al mismo tiempo capturan y comprimen aire, el cual, ensanchándose en el litoral, puede desprender grandes trozos de roca que se encuentran lejos de la playa, sobre el firme. Es así llamado cliff. Las olas pueden llevar consigo despojos de arrecifes y, entonces, su acción sobre la orilla será aún más destructora. Los mismos despojos, empujándose unos con otros, se desmenuzan; por eso en la playa con frecuencia podemos encontrar canto rodado. Por fin, las zonas de la playa *alternativamente inundadas y desecadas pueden someterse a una corrosión peculiar: el agua marina disuelve los carbonatos y algunos silicatos. Debido a la acción, durante un tiempo prolongado de todos estos factores, el acantilado se transforma en arena fina.*

El exceso de agua de las olas que se estrellan contra los bancos de arena de la playa, por regla general, primero se desplaza a lo largo de la playa y después poco a poco se desliza al mar. Además, a menudo, las olas llegan a la orilla no perpendicularmente a ésta, sino formando *cierto ángulo con la misma. Los granos de arena poseen dimensiones relativamente pequeñas y por eso son levantados con facilidad de la playa o del fondo del mar junto a la orilla, y después se depositan lentamente. Por eso, las corrientes del agua a lo largo de la orilla pueden trasladar la arena y la grava fina a una distancia significativa.*

Los diques transversales conocidos por todos, ubicados a cierta distancia unos de otros por la orilla, perpendicularmente a la línea ribereña, en esencia, están predestinados para la retención del material de playa a lo largo de la orilla protegida. La efectividad de éstos,

como la de cualquier obra de ingeniería, desde luego, depende no solamente del conocimiento de las regularidades generales de traslación del material de playa, sino también de las condiciones del lugar. En la descripción detallada de estas cuestiones, naturalmente, no podemos detenernos. Indicaremos sólo que los mismos facilitan la formación de las ondas de arena, las cuales más adelante serán examinadas con suficiente detalle.

Así pues, tratamos sobre la transformación de la energía de las olas en energía del bore y de otras corrientes, originadas por las olas al destruirse. Terminaremos este capítulo relatando sobre los fenómenos ondulatorios, condicionados por el movimiento de las ondas marinas junto a las orillas, sobre la difracción y refracción. Hemos tocado estos fenómenos en el primer capítulo, pero de una manera muy breve y además aquellos que pueden ser observados en un experimento. El experimento es experimento, pero en las condiciones reales todo es más complejo.

Los barcos durante el fuerte oleaje, encontrándose lejos de los puertos, tratan de hallar refugios naturales para protegerse de las olas en bahías a sotavento, tras los salientes, o del lado de sotavento de las islas. Mientras tanto, incluso si las olas no cambian su dirección, ellas pueden alcanzar a los barcos allí, donde, al parecer, debería ser zona del oleaje muerto. Ante todo de esto puede ser culpable la difracción. Ya vimos que, como resultado de este fenómeno, las olas pueden entrar en la zona de sombra. Por ejemplo, si el barco se refugia en una bahía profunda, tras una isla rocosa, su capitán deberá tener en cuenta la distribución de las olas tras la isla, considerando la isla como una pantalla y tomando en consideración las leyes de la difracción de las olas al pasar por el extremo de esta pantalla.



FIG. 44. Difracción de las olas producida por el extremo de la isla. A la derecha se trazan las líneas, en las cuales las alturas de las olas son iguales a la parte indicada de la altura de las olas que llegan a la isla

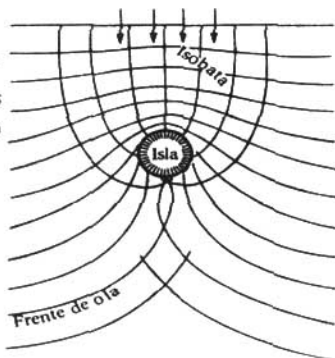


FIG. 45. Refracción de las olas junto a la isla

El cuadro de la difracción para este caso puede verse en la fig. 44. Se ve bien claro que la altura de las olas que entran en la bahía detrás de la isla, varía en las diferentes direcciones de una manera bastante complicada. En este caso la observación del oleaje en la naturaleza transcurre no desde arriba, como en los inofensivos ensayos de laboratorios, sino sintiendo directamente la fuerza de las olas.

Si se queda en la bahía o bajo la protección de la isla, el capitán debe considerar la refracción de las olas, cuando éstas pasan de aguas profundas a poco profundas o cuando se mueven sobre el agua cuando hay poca profundidad siendo además de profundidad variable.

Ya hemos descrito en el primer capítulo el ensayo con la refracción *de las ondas en el agua, creando en el recipiente un banco de arena artificial*. En condiciones naturales, el perfil del fondo, por lo general, no es muy regular tanto en dirección desde la orilla hacia el mar, como particularmente a lo largo de la línea de la costa, y las isóbatas no repiten con exactitud el contorno de canto del agua, es decir, la línea, hasta la cual llega en la playa el agua tranquila. No obstante, unas olas bastante regulares llegan hasta la orilla, por lo común, paralelamente a estas líneas.

Pero no siempre ocurre así. Por ejemplo, junto a una pequeña isla con una orilla de pendiente suave, las condiciones son tales que las olas no pueden ser paralelas a esta línea de canto. La distribución de los frentes en este caso tomará una forma, semejante a la expuesta en la fig. 45. Desde luego, la altura de las olas del lado de sotavento de la isla será menor que las del lado de barlovento, pero la intersección de los frentes, que envolvieron la isla, puede en este caso provocar también una agitación peligrosa para el barco que intente resguardarse en esta zona.

Algunas veces, ciertas particularidades en la formación del fondo en aguas poco profundas, pueden resultar tales que un banco de arena *de la orilla puede actuar como un lente, concentrando las olas en la parte estrecha del litoral*. Para las construcciones costaneras tal concentración de olas puede tener consecuencias muy tristes, y lo que es más importante, consecuencias imprevistas. Si al litoral llega, incluso una marejada baja en la dirección próxima al eje imaginario del lente del banco de arena, entonces en la prolongación de este eje pueden originarse olas extraordinariamente altas y destructoras. Entretanto, muy cerca, a una distancia de decenas de metros, a la orilla llegarán sólo olas bajas.

Capítulo quinto

EMBARCACIONES Y OLAS

En este capítulo relataremos sobre el comportamiento de una embarcación sobre las olas (mucho más altas, desde luego, que las formadas por la propia embarcación), y después sobre el origen de las olas en aguas tranquilas. Y por fin, examinemos el movimiento currentilíneo junto a los obstáculos producido por flujo del agua.

El primer tema es, en esencia, una tarea física sobre las oscilaciones de un cuerpo bajo la acción de una fuerza exterior, si se quiere, el problema del péndulo. Sólo que este péndulo es singular, no puntual, como en los manuales de física, y la fuerza de las ondas que pasan bajo él, no se le aplica de manera instantánea y no en un punto. Para la solución del difícil problema del balanceo de la nave, aportó mucho el famoso matemático y mecánico ruso A. N. Krylov, y desde entonces los constructores navales de todo el mundo utilizan las ecuaciones deducidas por él. Ellas permiten determinar el comportamiento del barco en las olas y sobre ellas y se emplean al diseñar barcos, con el fin de que no se vuelquen y no se destruyan bajo la acción de su propio peso y los golpes de las olas.

Podemos describir solamente los fenómenos físicos más simples, que se producen durante el balanceo. Supongamos que primeramente la embarcación está quieta sobre una agua completamente tranquila. Sacarlo del estado de equilibrio es posible por diferentes métodos, por ejemplo, trasladando la carga de una posición a la otra y, después volverla atrás, en otras palabras, aplicar la fuerza en una dirección, la cual no coincida con la recta vertical que pasa a través del centro de gravedad de la embarcación. Al salir de la posición de equilibrio, la embarcación, si estas fuerzas no son demasiado grandes y ésta no ha perdido la estabilidad, tenderá a retornar al estado de reposo, pero por inercia se pasará y se desviará hacia otro lado. Así surgen las oscilaciones del cuerpo, las cuales después gradualmente se amortiguan a consecuencia de la viscosidad del agua.

El periodo de éstas, denominadas oscilaciones naturales de la embarcación, dependerá no solamente de la fuerza de gravedad, sino también de su inercia, la cual se expresa mediante el momento de inercia y está relacionada a la distribución de la masa en la embarcación. La distribución es, desde luego, diferente desde la proa hasta la popa y desde el estribor hasta el babor de la embarcación. Por eso el periodo de oscilaciones, como en el caso del péndulo, depende de la eslora y la manga de la embarcación. Resulta desigual para oscilaciones longitudinales (cabeceo) y transversales (balanceo) y para

las primeras será mucho más grande que para las segundas. Aplicando la fuerza en un punto, que no se encuentra ni en el eje-longitudinal ni en el transversal de la embarcación, se puede provocar un complicado cabeceo-balanceo; su periodo resultará intermedio entre los periodos de cabeceo y balanceo.

Cuando surge la agitación, se originan las oscilaciones forzadas de la embarcación. La fuerza exterior empezará a actuar sobre ésta ya no escasos momentos, sino en el transcurso del tiempo significativamente mayor que el periodo de sus oscilaciones naturales. Y esta fuerza, en lo que dura la agitación regular, posee un carácter periódico: la proa de la embarcación primeramente se elevará sobre la cresta de una ola y luego descenderá a su depresión. Pero la periodicidad, con relación a todo el cuerpo de la embarcación, resulta más compleja. Si su eslora supera la longitud de la ola que choca contra él por la proa o por la popa, entonces el casco de la nave se hallará sobre varias olas y la embarcación quedará como apoyada en sus crestas. Naturalmente el peso de la embarcación, cuando ésta se halla sobre las crestas, será menor que cuando se encuentra en las depresiones. Como resultado, a lo largo de la embarcación se moverán unas olas debidas a la distribución de su peso, es decir, las olas de tensión que experimenta su cuerpo.

El cálculo de las tensiones es muy importante para la construcción de las embarcaciones y no es casual que ya a mediados del siglo XVIII la Academia de Ciencias de París anunciara un concurso a la mejor solución de los problemas mecánicos en la construcción de embarcaciones. El premio fue otorgado en 1770 al eminente matemático y mecánico Euler por su trabajo "Investigación de los esfuerzos, que deben soportar todos los elementos de la embarcación durante el balanceo lateral y el cabeceo". El trabajo de Euler contribuyó considerablemente a la construcción racional de embarcaciones, primero de madera y después de metal.

Para la solución teórica de los problemas del balanceo de las embarcaciones en un mar agitado con frecuencia hay que recurrir a considerables simplificaciones. Las ondas marinas, sobre todo las de tormenta, lejos de ser sinusoidales, y la misma embarcación, más exactamente la parte que se sumerge en el agua, posee una forma complicada. Por eso, para la solución de estas cuestiones, no sólo las de construcción, sino también las del movimiento durante el oleaje, hay que construir y experimentar modelos en piscinas especiales, donde artificialmente se crean las condiciones naturales. Más adelante relataremos sobre una serie de condiciones, a las cuales deben satisfacer estos modelos para que de las pruebas se puedan obtener recomendaciones seguras.

Supongamos que las olas se desplazan al encuentro de la proa y su

periodo es mayor al de balanceo de la embarcación. Entonces ésta oscilará en fase con la ola: se elevará sobre la cresta y descenderá a su depresión (fig. 46). Esto corresponde a lo que observamos, al balancear lentamente el péndulo, una bola suspendida de una cuerda. Moviendo hacia atrás y hacia adelante la mano que sujeta el hilo veremos que la bola se desviará hacia dónde se mueva la mano.

Sin embargo, si el período de la ola es menor que el de balanceo, entonces la embarcación oscilará en antifase con la misma. Ésta descenderá en las crestas y se elevará en las depresiones. Esta situación es muy desagradable e incluso peligrosa, conocida por muchos marinos: la embarcación introduce la proa en la ola y la popa queda colgando en el aire, mientras que la hélice, perdiendo la resistencia del agua, gira locamente en vacío.

Cuando el periodo de la ola coincide con el de balanceo de la embarcación, surge un fenómeno de gran peligro, llamado resonancia. Si no existiera la fricción de la embarcación contra el agua y algunas otras pérdidas de energía, la amplitud de sus oscilaciones podría ser infinitamente grande. La fricción de la embarcación contra el agua, naturalmente, depende de la forma de la sección de su cuerpo. La sección de la embarcación se procura hacer de tal manera que esta fricción sea mínima y que la embarcación no gaste mucha energía en superar la resistencia del agua. Por ello la lucha contra la resonancia consiste, en lo fundamental, en la habilidad de maniobra, en

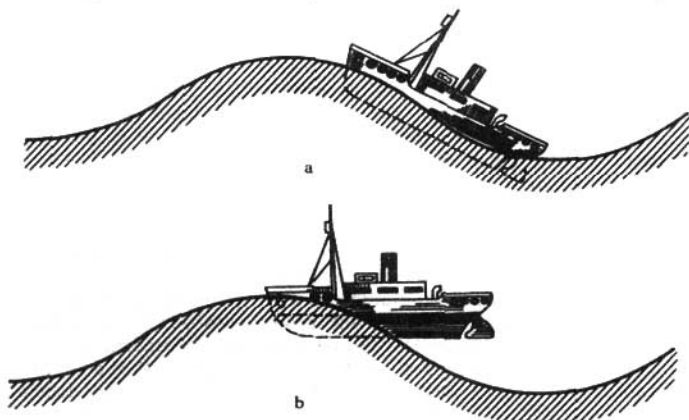


FIG. 46. Balanceo de la embarcación sobre las olas: a, periodo grande y b, pequeño

seleccionar la velocidad y la dirección del movimiento. Si no se hace esto, los elementos del cuerpo de la embarcación pueden no soportar las enormes tensiones mecánicas.

Y ahora explicaremos cómo se presentan las olas, formadas por la propia embarcación en aguas tranquilas. Esta imagen es de todos conocida, pero vale la pena describirla otra vez: a pesar de la evidencia acostumbrada, ésta de ningún modo es simple. Ante todo esta imagen se diferencia sustancialmente de las olas en aguas profundas y poco profundas y, desde luego, depende de si se mueve la embarcación en línea recta o maniobrando.

Comencemos con las olas en aguas profundas. Examinando la fig. 47, es fácil ver, por lo menos, dos sistemas de olas: una se origina en ángulo agudo simétricamente a ambos lados de la proa de la embarcación; la otra, es perpendicular al movimiento de la nave. Si observamos detenidamente, podemos advertir otros dos sistemas de ondas, son ondas oblicuas y transversales, que se alejan de la popa.

De todos estos tipos de ondas la más característica es la oblicua de proa. La onda transversal de proa algunas veces puede verse, si nos encontramos relativamente cerca de la embarcación (además, se ve

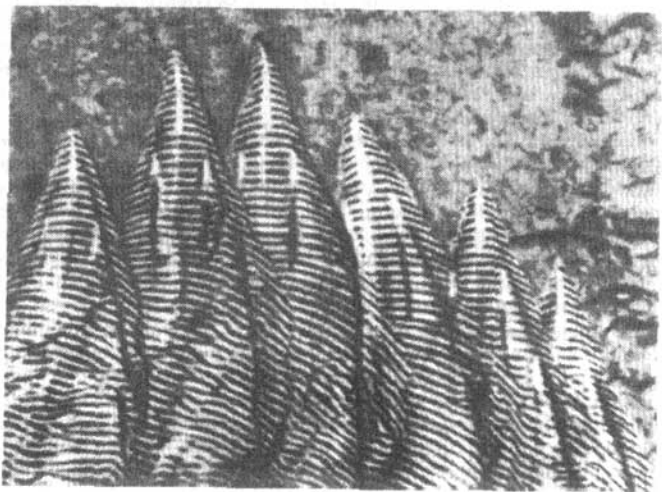


FIG. 47. Sistema de olas excitadas por embarcaciones durante el movimiento en aguas profundas

muy bien desde el aire). La onda oblicua transversal de popa es estropeada por el movimiento turbulento del agua, formado por las hélices del barco.

Comencemos por las olas de proa. Ante todo, se ve claramente que por un costado de la embarcación las crestas son casi paralelas entre sí, situadas como superpuestas, penetrando parcialmente una tras otra sin ser paralelas a la línea, en la cual ellas terminan. Además, se aclara una circunstancia muy interesante: el ángulo que forman estas crestas con la dirección del movimiento de la embarcación (recordemos otra vez que se trata del movimiento en aguas profundas) no depende de su velocidad y es aproximadamente igual a 20° . Intentemos, aunque sea cualitativamente, explicar estas particularidades.

La proa de la embarcación, es en esencia una fuente de impulsos de las ondas y en este sentido, en principio, no se diferencia de la piedra lanzada al agua. Desde luego, la excitación de las ondas, por su carácter, en ambos casos es diferente: la piedra, al caer verticalmente, provoca primero el descenso del nivel de agua, mientras que la proa de la embarcación corta el agua, creando un aumento inicial del nivel. Por ello inicialmente es diferente la misma corriente de agua. Pero, pasado un corto intervalo de tiempo, las diferencias de las condiciones de excitación sustancialmente se borran. Y, si pudiéramos lanzar al agua una piedra tras otra, imitando el movimiento de la embarcación, obtendríamos una imagen de las ondas bastante parecida, por lo menos a la que vemos tras la proa.

Recordemos que la caída de una piedra al agua crea un cuadro ondulatorio muy complejo que varía en el espacio y en el tiempo. Cuando vertemos en el agua un puñado de piedras, en esta imagen se superpone además la interferencia de ondas aisladas, excitadas en diferentes momentos de tiempo. Más que nada sorprende la simplicidad relativa y no la complejidad de la imagen de las olas, excitadas por la embarcación en aguas profundas.

Una gran significación para este fenómeno simple tienen dos circunstancias. La primera consiste en que las olas más rápidas no se adelantan a la embarcación ni se atrasan de la misma: su velocidad de fase es igual a la velocidad de la embarcación. La segunda ya nos es conocida: la velocidad de grupo de las ondas es igual a la mitad de su velocidad de fase. La estela del oleaje, tras la embarcación, la forman justamente grupos de ondas en los que se "dispersó" la ola originada. Pero si a causa de la caída de una piedra aislada, las ondas tienen forma circular, entonces para una "gran cantidad de piedras", por las cuales sustituimos la proa de la embarcación, se origina una interferencia entre ellas. Y el resultado es aproximadamente el mismo, como en el caso de las ondas causadas por una serie de vibradores,

cuando nosotros con ayuda de éstos, en el capítulo primero, imitamos una lámina vibradora. La interferencia de algunas ondas circulares (ahora ya son un grupo de ondas) se alinea en ondas planas.

Se puede calcular con aproximación las particularidades características de las ondas planas con ayuda de unas consideraciones bastante simples (fig. 48). Supongamos que la embarcación, encontrándose en un momento dado en el punto O , se mueve por una trayectoria rectilínea a la velocidad v . En el punto O se origina una perturbación la cual corre con la velocidad de fase V_F en todas direcciones, comprendida entre ellas la dirección del movimiento de la embarcación, a fin de que, como ya hemos dicho, $V_F = v$. Los grupos de ondas se propagarán más lento, a una velocidad $\frac{1}{2}v$.

La zona de propagación de la perturbación, correspondiente a los grupos de ondas, puede representarse en forma de circunferencias con un radio $\frac{1}{2}vt$, donde t es el momento actual. Claro está que cuanto más cerca de la proa de la embarcación se encuentre, tanto menores serán las dimensiones de esta zona, mientras junto a la proa ella no se convierte en un punto. En los extremos de la zona de agitación, es evidente, que deban encontrarse los extremos de los frentes de los grupos de ondas. Es fácil determinar el ángulo, que forman las rectas que dibujan estas fronteras, con el rumbo de la embarcación. (El que estas líneas sean rectas, es fácil de comprender basándose en el principio de Huygens - Fresnel, descrito en el capítulo primero.) Por cuanto el tiempo, en el cual la embarcación atraviesa la distancia vt , la región de perturbación "de grupo" pasa la distancia $\frac{1}{2}vt$ y el radio de la circunferencia es igual a $\frac{1}{4}vt$, entonces, como se ve en la fig. 48, $\sin \theta = \frac{1}{3}$, ó $\theta \approx 19,5^\circ$. Este ángulo de hecho no depende de la velocidad de la embarcación y su valor es muy próximo a lo que se observa en realidad.

El frente plano de la onda de grupo en este tiempo alcanza tal posición, que sus extremos se encuentran en las fronteras de la zona de perturbación. De aquí fácilmente se calcula el ángulo φ , el cual

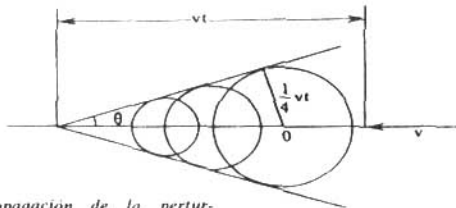


FIG. 48. Propagación de la perturbación (de la ola de proa) producida por el movimiento de una embarcación en aguas profundas

compone un frente con esta frontera. Es igual a $\frac{1}{2}(90^\circ - \theta) \approx 35^\circ$. Observados en realidad, sus valores oscilan entre 35 y 38° .

Desde luego, unas simples consideraciones no permiten obtener una imagen más exacta. Una buena solución (pero también aproximada) del problema sobre las olas causadas por las embarcaciones, lo realizó a fines del siglo pasado el gran físico inglés William Thomson (lord Kelvin). Su solución en forma gráfica puede verse en la fig. 49. Comparando este dibujo con la imagen que se observa realmente, sorprende mucho su concordancia.

Las olas transversales, vistas en la fig. 49, moviéndose con una velocidad de grupo de $\frac{1}{2}v$, se retrasan de la embarcación. Como resultado de la interferencia de las olas transversales de proa con las de popa puede originarse o una ola extraordinariamente alta o, al revés, una ola posterior baja. Por eso al emprender el proyecto de cualquier tipo de embarcación es necesario tener en cuenta la proporción entre su eslora y la velocidad crucero escogida. La proporción óptima, desde luego, será la solución para la cual ambas olas transversales se forman con fases contrarias. En este caso se economiza parte de la potencia del motor, que gasta la embarcación en la formación de olas.

Cuando la embarcación se pone en movimiento en aguas poco profundas (poco profunda, claro está, no por su calado, sino por la proporción respecto a la longitud de las olas surgidas, la cual posee una longitud aproximada a la de la embarcación), la imagen de las olas cambia radicalmente. En este caso la construcción, hecha en la fig. 48, no sirve: la dispersión de las ondas, como sabemos, desaparece y la velocidad de fase se aproxima a la de grupo. El dibujo aparentemente se parecerá al anterior, pero tiene una idea completamente distinta (fig. 50). Antes que nada la línea trazada desde el lugar que ocupa la proa de la embarcación en determinado momento al punto, a donde llegó la ola, engendrada en el punto O , consigue la idea del frente de onda. El radio de la circunferencia de las perturbaciones es en este caso igual a $V_F t$ (todas las olas se mueven

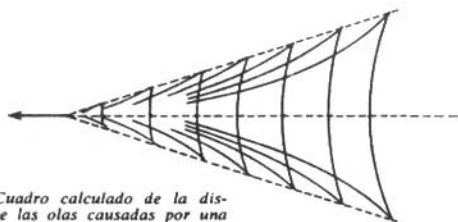


FIG. 49. Cuadro calculado de la distribución de las olas causadas por una embarcación en aguas profundas

a una misma velocidad y no forman grupos). Pero entonces, como es fácil ver,

$$\text{sen } \theta = \frac{V_F}{v}, \quad (22)$$

es decir, el ángulo que forman los "bigotes" con la trayectoria de la embarcación ya depende de su velocidad, más exactamente, de la relación entre la velocidad de la nave y la de propagación de las olas. Este mismo aspecto, naturalmente, adquiere la ola oblicua de la popa. Las olas transversales desaparecen totalmente.

¿Qué ocurrió? Las olas "sintieron" el fondo, y toda la imagen de distribución de las partículas de agua cambió por completo. Puesto que la embarcación se mueve más rápido que las olas (el seno siempre es menor o igual a 1, de manera que $v \geq V_F$), ella se encontrará con el agua que todavía "no sabe" sobre su movimiento. El frente de la ola adquiere el aspecto de unos "bigotes", es decir, se forma una ola, parecida a la onda de choque en el gas, pero, naturalmente, sólo sobre la superficie del agua, y no en las profundidades (fig. 51).

A propósito, decimos que unas ondas iguales, sólo que ya no sobre la superficie del agua, sino en el aire, es decir, las ondas sonoras, se originan debido al movimiento de proyectiles o aviones que vuelan a velocidades superiores a la de propagación del sonido, a velocidades supersónicas.

Examinemos qué ocurre, si la velocidad v de la embarcación por su valor se aproxima a la velocidad V_F de las olas en aguas poco profundas. Teniendo una pequeña velocidad, la imagen recuerda a la

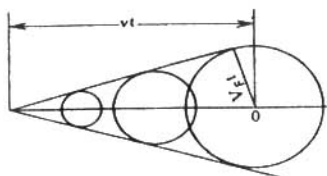


FIG. 50. Propagación de la perturbación (ola de proa) provocada, en aguas poco profundas, por una embarcación que se mueve a una velocidad mayor que la de fase de las olas

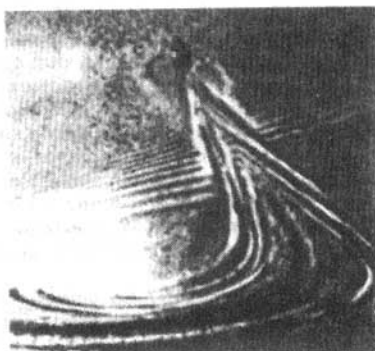


FIG. 51. Las olas producidas por el movimiento de una embarcación rápida en aguas poco profundas

que tiene lugar en aguas profundas: se observan olas oblicuas y transversales. Sin embargo, a medida que aumenta la velocidad de la embarcación, las olas oblicuas se debilitan, pero en cambio se incrementa la altura de las olas transversales, éstas se notan más si se observan a los costados de una embarcación. Las olas oblicuas, al aumentar el ángulo respecto al movimiento de la embarcación, se aproximan a las transversales. Al fin y al cabo, cuando la velocidad de la embarcación alcance aproximadamente el 0,8 ó 0,9 de la velocidad de las olas, quedará prácticamente sólo la ola transversal, que se desplazará en dirección de la proa, o de la popa.

La ola surgida, denominada acompañante, posee un carácter particular. Ella tiene cresta, pero no depresiones. Este tipo de ola ya es conocido: ésta es una ola solitaria. Ella se mueve junto a la embarcación, con una velocidad de propagación igual a la de la embarcación, por eso la ola se denomina acompañante. (Por otra parte, si en este momento la embarcación disminuye bruscamente su marcha, la ola se desprenderá de ésta y correrá por sí misma a igual velocidad que antes.)

Si la velocidad v de la embarcación supera a V_F , la ola acompañante se dividirá en dos y, durante el ulterior incremento de v , las alas de las olas comenzarán nuevamente el acercamiento, formando una con otra un ángulo cada vez más agudo. Nosotros vimos esta imagen en la fig. 51, ella se describe según la fórmula (22).

La formación de la ola acompañante se denomina a veces "efecto del caballo de Houston". He aquí cómo lo describe W. Thomson:

"Este descubrimiento fue hecho casualmente a orillas de un pequeño canal entre Glasgow y Ardrossan. Un caballo "inteligente" tiraba de una barcaza de William Houston. De repente, el dueño del caballo con asombro advirtió que la barcaza se movía a una rapidez insólita. El caballo tiraba de ella con mucho menor esfuerzo que de costumbre, ya que corría a la velocidad de propagación de las olas. Con ello la ola de formación, que por lo común se derramaba sobre las orillas, desapareció. Houston comprendió cuál es la ganancia que augura este descubrimiento "caballar" para la compañía, poseedora del transporte por el canal. Desde entonces el remolque de barcas por el canal se realizó a mayor velocidad y las ganancias de la compañía aumentaron considerablemente. La barcaza comienza su movimiento tras la ola con una velocidad insignificante y los caballos a la señal de arrancada la arrastran sobre el vértice de la ola, donde, debido a una menor resistencia, la barcaza puede moverse a 7, 8 ó 9 millas por hora".

¿Cuál es la causa? La embarcación en movimiento, sumergida parcialmente en el agua, experimenta, claro está, la resistencia del agua. Parte del trabajo realizado se gasta en la fricción; otra parte, en

la formación de torbellinos en el agua, movimiento turbulento del líquido; la tercera y además partes considerables, en la formación de olas.

La embarcación realiza el trabajo sobre una agua tranquila, levantando con la proa y haciendo descender con la popa determinada masa de agua. Pero en la ola hay partes, en las cuales tal trabajo no se ejecuta. Cuando la velocidad v de la embarcación se aproxima a la velocidad de las olas V_F , la embarcación en un estrecho curso de agua puede elevarse sobre la cresta de una ola acompañante, sobre la cual ella no necesita ejecutar trabajo, aumentando o disminuyendo el nivel del agua. Naturalmente, en este caso para el movimiento de la embarcación se necesita menor potencia. Precisamente este efecto de ahorrar la potencia lo utilizó el caballo "inteligente".

Con $v \approx V_F$ la potencia de los motores de la embarcación es gastada en sumo grado en la formación de la ola acompañante. Si en un amplio depósito de agua intentamos aumentar suavemente la velocidad de la embarcación, superar el valor de $v = V_F$, incrementando la potencia del eje de la hélice, no se obtendrá nada. La ola acompañante se elevará cada vez más, pero la velocidad de la embarcación no cambiará.

El famoso constructor de barcos, académico A. N. Krylov, recuerda que una situación parecida ocurrió durante las pruebas de un torpedero rápido en el mar Negro en los años de la primera guerra mundial. El comandante de la nave, al parecer, no sospechaba la existencia de las olas acompañantes y realizó las pruebas en un golfo poco profundo, donde la profundidad era cerca de 20 m. Haciendo lo posible por aumentar la velocidad de la nave aproximadamente por encima de los 45 km/h (según las características técnicas, el torpedero debía tener la velocidad de crucero aproximadamente a 50 km/h), no se obtenía nada. Las máquinas de la nave funcionaban en régimen forzado, casi una vez y media superior al de crucero, pero esto solamente conducía a la formación de una enorme ola que corría tras la nave. A causa del peligro de explosión de las calderas, las pruebas tuvieron que suspenderse. Posteriormente se realizaron en aguas profundas y éstas pasaron exitosamente.

Superar la zona crítica de velocidades $v \leq V_F$ se puede, tomando velocidad de un tirón.

Cuando $v > V_F$ una parte considerable de la potencia del motor, desde luego, se gasta en la formación de una ola parecida a la onda de choque.

El consumo de potencia para vencer la resistencia ondulatoria al movimiento de la embarcación fue investigado minuciosamente a mediados del siglo pasado por el científico inglés W. Froude.

Claro está que esta resistencia debe depender del área de la

embarcación sumergida en el agua, su velocidad y una serie de factores más. Se puede introducir una magnitud singular, que refleja la influencia de la fuerza de la gravedad y las fuerzas de inercia de la embarcación durante su movimiento en el agua. Froud introdujo tal magnitud y en su honor hoy se denomina número de Froud. El es

$$Fr = \frac{v^2}{gL}, \quad (23)$$

donde v es la velocidad de la embarcación; g , la aceleración de la fuerza de la gravedad y L , alguna de las dimensiones características de la embarcación, por ejemplo, la eslora.

Para las verdaderas embarcaciones el cálculo de la resistencia ondulatoria es imposible, por eso en las piscinas especiales se experimenta con su modelo disminuido. Y aquí surge la pregunta: ¿de qué dimensiones debe hacerse el modelo para que el cuadro ondulatorio formado por él sea semejante al provocado por la embarcación real?

Froud demostró que la formación de las olas por el modelo y la embarcación será igual, si en ambos casos los números de Froud son iguales, es decir,

$$\left(\frac{v^2}{L}\right)_{\text{modelo}} = \left(\frac{v^2}{L}\right)_{\text{embarcación}} \quad (24)$$

De aquí se deduce que el modelo debe remolcarse por la piscina con una velocidad, tantas veces menor que la velocidad de la embarcación, en cuantas veces se diferencian las raíces cuadradas de sus dimensiones. La relación de las resistencias ondulatorias del modelo y de la embarcación en este caso será sólo proporcional a la relación de sus volúmenes (desplazamientos).

Por estas proporciones, con ayuda de los resultados obtenidos con los modelos, se calculan las resistencias ondulatorias para las embarcaciones reales. Se puede agregar que la resistencia ondulatoria es tanto mayor, cuanto mayor es la velocidad del movimiento de la embarcación. Si la embarcación se mueve lentamente, la resistencia ondulatoria será sólo una pequeña parte de la resistencia total del medio (fricción). Con el incremento de la velocidad crece también esta parte, hasta el momento de adquirir su valor principal. De aquí no es difícil hacer una conclusión práctica: para las embarcaciones de construcción habitual, una de las condiciones sustanciales de la rapidez es una mejor aerodinamicidad del casco y su capacidad rebajada para la formación de las olas. Y puesto que el papel más importante en la formación de las olas le pertenece a la proa de la

embarcación, la tarea del proyectista consistirá en escoger su forma óptima.

Puede decirse que la forma óptima se diferencia tanto de la forma más hermosa de nariz "griega" o "romana", cuanto la velocidad de los yates modernos de carrera se diferencia de la velocidad de los veleros de la Grecia y Roma antiguas. La proa de la mayoría de los yates de carrera tiene una forma bastante encorvada y muy enmarañada. En las naves modernas de motor, de construcción habitual se alcanzó prácticamente el límite de las posibilidades en la reducción de la formación de olas.

El aumento ulterior de la velocidad se hizo posible sólo a cuenta de una brusca disminución o reducción casi a cero de la resistencia total, comprendida la ondulatoria, es decir, la disminución del área de sumersión de la embarcación. Así nacieron los hidrodeshlizadores, hidrofoiles y anfibios de sustentación neumática.

El hidrodeshlizador tiene tal construcción que en estado inmóvil se hunde un poco más la popa que la proa (puede decirse que tiene diferencia de calado a popa). Por eso durante su movimiento se origina una fuerza de sustentación, que levanta la proa de la embarcación. Mientras el número de Froude sea menor que la unidad, el hidrodeshlizador navega como una embarcación habitual. La salida de la proa del agua, el paso al régimen de hidrodeshlizador se consigue con el incremento de Fr hasta 3 y más. Las olas, por él formadas, *gradualmente cambian su carácter. En lugar de la inicialmente fuerte ola oblicua de proa, que desaparece cuando ésta se eleva sobre el agua, se engendra una ola "del fondo" más fuerte. El fondo del hidrodeshlizador en el lugar de contacto con el agua empuja hacia adelante un "montículo" acuático, se refuerza también la ola de popa, de manera que en el régimen de hidrodeshlizador son más visibles las olas transversales.*

Finalmente, cuando $Fr > 5$, la fuerza de sustentación comienza a sobrepasar hasta tal punto el peso del hidrodeshlizador que éste salta del agua, vuela por encima de ella cierta distancia y después de un breve instante desciende nuevamente sobre el agua, provocando olas, semejantes a aquellas que cada uno de nosotros, probablemente, observó alguna vez al lanzar piedras planas con el empeño de que se deslicen por la superficie lisa del agua.

Los hidrofoiles se diferencian de los hidrodeshlizadores principalmente en que para la formación de la fuerza de sustentación en ellos no se emplea el fondo, sino unos patines especiales de área relativamente pequeña. Los patines y los soportes que salen del agua, sobre los cuales ellos se sustentan, "cortan" tan eficazmente el agua que, del mismo modo, junto con las habituales olas de proa se originan "bigotes" de las salpicaduras. El corte del agua provoca la

aparición de una resistencia adicional a causa de la cavitación, es decir, la formación en el agua de cavidades, las cuales se llenan de vapor y de aire disuelto en el agua. Si los patines se aproximan demasiado a la superficie del agua, el aire exterior puede penetrar en estas cavidades, la presión sobre los patines aumenta y la fuerza de sustentación disminuye. Si el aire desplaza por completo el agua sobre los patines, puede incluso surgir el hidrodeshlizamiento.

En las embarcaciones sobre patines, que desarrollan grandes velocidades, que, por lo común, superan considerablemente la velocidad de las olas en aguas poco profundas, se observan fuertes olas de "patines" oblicuas y otras fuertes perpendiculares de popa. Es interesante que a diferencia de las embarcaciones habituales "normalmente sumergidas", las de patines soportan la ola que se mueve a favor peor que la que viene al encuentro. El hecho consiste en que el movimiento de las partículas en la ola se sobrepone al movimiento horizontal de los patines y cambia su ángulo de ataque en comparación con este mismo ángulo en aguas tranquilas. Por lo común, este ángulo es de 1 a 2°. Si en el mar se desata un oleaje con una fuerza de 4 grados, es decir, si las olas alcanzan una altura aproximada de hasta 2,5 m, entonces ellas pueden cambiar el ángulo de ataque, con la velocidad de movimiento de la embarcación de 90 km/h, hasta 2...4°, de manera que, la fuerza de sustentación puede caer inclusive en 2 veces. Si la embarcación va contra la corriente, las olas tenderán a levantar su proa (accionando sobre los patines) por encima de la cresta y después descenderla a la depresión, y por eso la fuerza de sustentación en la cresta aumenta. Cuando la ola es favorable, al contrario, la proa desciende en la cresta (guiña) y se eleva sobre la depresión, lo que disminuye la fuerza sustentadora de los patines.

Los anfibios de sustentación neumática o aerodeslizadores están protegidos de la inestabilidad del oleaje marino, pero ellos, por extraño que sea a primera vista, gastan parte de su potencia en superar la resistencia del oleaje. Cuando tal embarcación navega, los soplantes, que inyectan el aire bajo la embarcación, crean allí una gran presión que alabea la superficie del agua, después la depresión se rellena por el agua. Así surge el sistema de ondas circulares a lo largo de la ruta de la embarcación. Por su origen (¡pero no por su escala!) ella, en esencia, no se diferencia del sistema de olas, que se origina durante el paso de un pequeño anticiclón.

Ahora es necesario explicar la procedencia de la llamada agua muerta. Este fenómeno se llama además efecto Hall, por el nombre de dos hermanos que lo estudiaron ya por el año 1830. Transcurrido más de medio siglo, su explicación fue propuesta por el científico noruego V. Ekman y más tarde las investigaciones de otros científicos, en

primer lugar del científico mecánico soviético L. N. Sretensky, permitieron explicar definitivamente su naturaleza. El fenómeno consiste en que algunas embarcaciones lentas, por ejemplo, pequeñas lanchas o botes pesqueros, inesperadamente se atascan en el agua. ¡Se ponen a trabajar enérgicamente con los remos o elevan el número de revoluciones del motor y ningún efecto! "Las aguas muertas" con frecuencia pueden verse cerca de las costas de Noruega, donde a las profundas e inmóviles aguas del mar, a los fiordos, confluyen y se disponen sobre las últimas, en forma de capa, las aguas dulces menos densas que los ríos montañosos.

La embarcación, que se mueve en agua dulce, crea un aumento local de la presión, la cual pandea la frontera divisoria entre las aguas dulce y salada. En la frontera surgen pequeñas ondas interiores. Cuando la cresta de la onda se halla bajo la quilla de la embarcación (las ondas interiores se mueven muy lentamente), es como si la embarcación empujara ante sí la onda interior y la resistencia ondulatoria alcanza el máximo cuando la velocidad de la embarcación llega a su valor crítico

$$v_{\text{CRIT}} = \sqrt{g \frac{\Delta \rho}{\rho_2} H_1}, \quad (25)$$

donde ρ_2 es la densidad del agua de mar; $\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1$; ρ_1 , la densidad del agua dulce y H_1 , el espesor de su capa. Si comparamos esta expresión con la fórmula (18), podemos convencernos de su identidad: la velocidad crítica de la embarcación coincide con la de las ondas interiores.

Surge el fenómeno, ya conocido por nosotros, cuando la velocidad de la embarcación coincide con la de las ondas superficiales en aguas poco profundas, ella gasta casi toda la potencia de sus motores en la formación de olas acompañantes. En esencia, lo mismo tiene lugar cuando hay excitación de las ondas interiores y, como resultado, la embarcación se atasca en las "aguas muertas".

"En un vasto espacio" (¡no en un canal!), si $v > v_{\text{CRIT}}$, siempre se hallarán olas oblicuas, excitadas por una embarcación, que se alejen de ella formando el ángulo θ , el cual puede ser determinado por la fórmula (22). Se puede calcular que, por ejemplo, cuando $H_1 = 4$ m (aproximadamente la profundidad de la quilla de una pequeña embarcación) y $\Delta \rho / \rho = 0,03$ el valor de v_{CRIT} resulta próximo a 3 km/h. He aquí el por qué, para evitar el fenómeno de las "aguas muertas", es recomendable navegar a una velocidad de por lo menos 5 km/h.

Si la frontera entre las capas de aguas salada y dulce se encuentra mucho más abajo que la quilla de la embarcación, la probabilidad de

que ella "enganche" la cresta de la onda interior y la "arrastre tras sí", disminuye sustancialmente.

A esto queda aún por añadir que las "aguas muertas" pueden amenazar no solamente a las embarcaciones de superficie, sino también a las submarinas, si éstas se encontraran muy cerca del salto de densidad en la frontera interior de las capas de agua más y menos saladas (o frías). Pero los submarinos poseen por lo general una ventaja muy considerable ante las embarcaciones de superficie, que pueden, al sumergirse o al emerger, salir de la zona del salto de densidad y por lo tanto evitar el surgimiento de las ondas interiores.

Sin embargo, esta ventaja no siempre se logra aprovechar. Existe la hipótesis, según la cual los motivos de la destrucción del submarino atómico norteamericano "Thresher" fueron precisamente las olas interiores. Ya hemos dicho que las ondas interiores pueden ser provocadas por factores meteorológicos. En el caso dado, tal factor pudo ser un poderoso ciclón, formado como resultado de la acción, en las corrientes marinas, de un fuerte movimiento torbellino de las aguas, notado en la zona de hundimiento del "Thresher". La distribución de las aguas frías y calientes pudo cambiar bruscamente en comparación con las condiciones habituales y el submarino debió caer rápidamente en una capa de agua más ligera, y por lo tanto hundirse, en el sentido literal de la palabra.

Por lo común esquivar la disminución de flotabilidad de una embarcación, cuando ella entra en las capas de agua menos densas, se puede al soplar los tanques de lastre, disminuyendo de esta manera el peso del sumergible. Pero aquí otra circunstancia pudo jugar su papel. El mismo ciclón, que perturbó la circulación normal del agua en el mar, pudo crear fuertes ondas interiores. En general, sobre las ondas interiores que se originan en condiciones naturales, es poco aún lo que se conoce. Se puede suponer que cuando se perdió el submarino "Thresher", la altura de éstas alcanzara casi los 100m, y el período fuese aproximadamente de 8 min.

El submarino, que navegaba con una velocidad de 9 a 10 km/h, al alcanzar el extremo del torbellino, pudo caer en esa gigante onda interior y perder la marcha. Probablemente, algo impidió a la tripulación soplar rápidamente las cisternas y elevarse a una profundidad más segura. Como resultado el submarino se sumergió demasiado (la profundidad del mar en el lugar de su destrucción es superior a un kilómetro) y se fue a pique a causa de la destrucción de su cuerpo por la exorbitante presión del agua.

Para concluir este capítulo examinaremos el origen de las ondas capilares de gravitación (u ondas de escarceo) debidas al movimiento de pequeños objetos en el agua (o, lo que es lo mismo, durante el contorno de un obstáculo por el agua). Tales fenómenos se observan

con frecuencia en los arroyos y pequeños ríos. Recordemos la particularidad de las ondas "mixtas", sobre las cuales hablamos en el capítulo primero. Vimos que las ondas que son más cortas que 1,7 cm, con una velocidad de fase de 23 cm/s tienen una velocidad de grupo mayor que la de fase y para las ondas con una longitud más grande, ella es menor.

Examinemos lo que ocurre en el agua que contornea una varilla que sobresale de la misma o una caña de pescar introducida en ella. Mientras la velocidad de la corriente del agua no alcance los 23 cm/s, las ondas que se forman se mantendrán junto al objeto, y su altura será más o menos constante (fig. 52). Como en el caso, cuando la velocidad de la embarcación en aguas poco profundas resulta menor que la velocidad de las olas; estas olas se encontrarán detrás del objeto si miramos en el sentido de la corriente (es decir, detrás del objeto, si éste se moviera en agua tranquila).

Si comparamos la velocidad de la corriente con la crítica, o sea, cuando las velocidades de fase y de grupo coinciden y son iguales a 23 cm/s, las ondas, congregándose junto al objeto, intensificarán una a la otra. Las longitudes de estas ondas se colocarán en un intervalo lo suficientemente estrecho, aproximadamente de 1,5 a 2 cm.

Supongamos que la velocidad de la corriente aumente algo. Ahora en lugar de una definida se formarán varias ondas "inmóviles". (Aquí

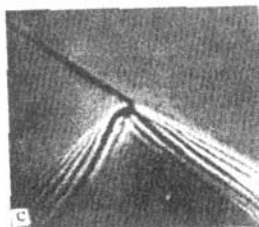
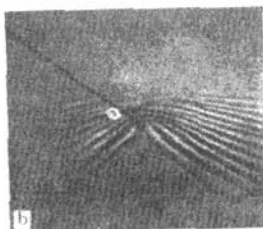
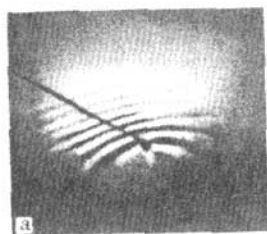


FIG. 52. Las ondas de escarceo que surgen al contornear la varilla: a, b, c, corresponden a la velocidad creciente de la corriente de agua

es necesario recordar que la inmovilidad de las ondas se relaciona al observador y no al flujo; si el objeto se moviera en agua relativamente tranquila, en relación al observador, entonces todas estas ondas se moverían con él.) Las ondas se propagaron algo más lejos, porque, dentro de este margen de velocidades, la de grupo es mayor que la de fase.

Supongamos que la velocidad de la corriente es aún mayor. Advertimos que aparecieron inesperadamente unas ondas parecidas a aquellas que se originan cuando una embarcación navega en aguas profundas, sólo expulsadas hacia atrás por la corriente. Se nota una diferencia sustancial: las ondas primero se ven ante el objeto y con gran velocidad, se estrechan sólo delante de éste. Las olas oblicuas de proa también se comportan de otra manera: respecto a los "bigotes", ellas se deslizan en dirección contraria a la de las olas causadas por la embarcación. Esta diferencia se explica por el mismo motivo: la velocidad de grupo de las olas es mayor que la de fase.

Para el momento, cuando el frente de la onda independiente llegue a cierto punto M (fig. 53), el frente del grupo de ondas llegará al punto M' . Si desde el punto P trazamos hacia los puntos M y M' dos pares de "bigotes", entonces se aclarará que el frente de los grupos se dispone paralelo a PM (en esencia, lo mismo ocurrió con las olas de la embarcación, cuando OM' era menor que OM y solamente en aguas poco profundas, cuando OM' y OM coincidían, el frente de grupo coincidía con el frente de ondas independientes).

Examine la fig. 52. Antes que nada verá que la longitud de las ondas del escarceo disminuye cada vez más: puesto que las olas de

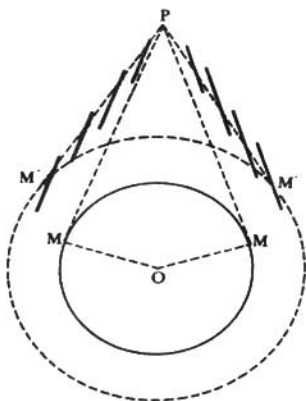


FIG. 53. Esquema de la formación de ondas durante el contorno de pequeños obstáculos

cabrilla son inmóviles respecto al objeto, ellas deben aumentar constantemente su velocidad, de lo contrario la corriente se las "llevará" hacia atrás. Y esto a su vez, es posible, si ellas disminuyen su longitud.

Además se ve que la longitud de onda no es constante y aumenta a medida que se incrementa el ángulo entre la dirección de la corriente y la de propagación del escarceo. Y esto es comprensible: cuanto mayor es el ángulo, tanto menor es la proyección de la dirección de velocidad de la corriente en la dirección de la propagación del escarceo, mientras, por fin, cuando el ángulo es de 90° , ella se hace nula. Pero esto significa que los "bigotes" del escarceo, para mantenerse junto al objeto, a medida que se doblan necesitan menor velocidad; en ese caso aumenta su longitud de onda. Desde luego, las longitudes de onda no aumentan hasta el infinito: cuando la proyección de la velocidad de la corriente se aproxima al valor crítico, 23 cm/s, las longitudes de ondas permanecen casi constantes e iguales a 1,7 cm. Al mismo tiempo las longitudes de ondas ante el objeto, donde la velocidad de la corriente es grande, puede resultar varias veces menor, así que, en resumidas cuentas, allí se logra ver sólo una ola lo suficientemente alta.

Capítulo sexto

ONDAS EN LA ARENA

Mire la fotografía (fig. 54). Ella recuerda bastante el menudo escarceo sobre el agua. Pero esto no son olas marinas. Son ondas en la arena.

Formularemos la siguiente pregunta: ¿cuál es la diferencia principal entre las ondas en la arena y en el agua?

La primera respuesta seguramente será trivial: unas ondas son de arena y las otras, de agua. Bueno, ¿y qué se deduce de esto? Sabemos que la arena en determinadas condiciones puede fluir casi como el agua.



FIG. 54. *Ondas de arena*

Entonces digamos así: la arena se compone de partículas independientes mientras que el agua es "continua".

Y nuevamente, ¿qué se deduce de esto? El agua, si se reflexiona, tampoco es compacta, ella se compone de partículas aisladas, moléculas e incluso agregados más grandes, formados por miles de moléculas. *Correctamente, ¿pero, es que las fuerzas de cohesión entre las moléculas de agua son mucho mayores que entre los granos de arena? Así, esto ya está más cerca a la realidad. Queda por dar el último paso: el mecanismo de relevo, debido al cual se transmite la energía en la onda de agua, entre las partículas de arena, a causa de la poca cohesión entre ellas, no funciona. Aunque después veremos que existe cierta transmisión del movimiento de unas partículas de arena a otras, pero ella no tiene nada en común con aquella que se produce en el agua.*

Y si es así, la transmisión de energía en las ondas de arena no se manifiesta. *Ellas son ondas dependientes y las mismas no pueden mantener su movimiento, propagarse independientemente de si continúa o no la acción de su fuente. A diferencia de las ondas "activas" que vemos sobre el agua, las ondas sobre la arena son "pasivas", se originan y se mueven mientras existe su fuente formadora, es decir, el movimiento del aire o del agua. Pero, en cambio, ellas son capaces de hacer, lo que no pueden las olas marinas: quedar inmóviles, intactas tanto tiempo como se quiera, cuando cesa la causa que las ha originado.*

En esto consiste la diferencia principal entre las ondas en agua, las ondas de arena o las de nieve. Cuan parecida no fuera la forma exterior de las ondas de arena y las olas de agua, de todas formas las ondas de arena, no tanto son el reflejo de las propiedades del medio, como la "huella" de la influencia de los factores externos: el movimiento del aire o el flujo del agua sobre la superficie de la arena.

¿Podrán formarse ondas sobre la arena como consecuencia de un movimiento ondulatorio ejercido sobre ésta por el aire o el agua? Efectivamente, éste es un motivo para la aparición de ondas de arena. Pero no es el único ni el principal. Las ondas de arena pueden surgir también cuando el movimiento del aire o del agua no es ondulatorio, sino representa un flujo de avance. ¿Pueden o no estos flujos "planchar" tanto la superficie de arena, que ella adquiera un carácter ondulado, es decir, en un lugar la hunden y en otro la abultan?

No, esto es imposible. Aunque entre los granos de arena no actúan fuerzas moleculares de coherencia, ellos se enlazan uno con otro por fuerzas que se originan durante su contacto. Los granos de arena, en general, no poseen una forma regular y se enganchan uno tras otro por sus salientes. Esto crea una fuerza de fricción muy considerable entre ellos: de arena se pueden construir montículos, lo

suficientemente abruptos, con un ángulo de inclinación, cuando la arena está seca, de hasta 30° . (Para comparación: de la arena mojada se pueden hacer montículos verticales e incluso con un ángulo negativo. ¡He aquí dónde actúa la cohesión molecular mucho más fuerte en la película de agua, que envuelve los granos de arena!) La arena es un medio muy viscoso, si se puede decirlo así.

Pero esta viscosidad puede fácilmente disminuir casi hasta cero: para ello es suficiente aerar los granos de arena durante un tiempo breve o remover el agua. En este caso la arena comienza a fluir. Así se traslada la arena con ayuda de transportadores de cinta vibradora. Desde luego, en este caso la noción del medio adquiere un carácter algo indeterminado: la suspensión de la arena en el aire, en particular, si su saturación con granos de arena es alta, entonces, ni es arena ni es aire. En igual medida esto se refiere a la suspensión de la arena en el agua, la cual tiene una denominación especial, "pulpa".

Todas las variaciones de la forma de una superficie de arena, provocadas por el aire o el agua, se deben solamente a la separación de los granos de arena de esta superficie y su traslado a otro lugar. Pero si en el aire o en el agua no se forman ondas, entonces ¿de qué manera el traslado de los granos de arena, uniforme a primera vista, puede conducir al surgimiento de ondas?

Intentemos responder primero a esta pregunta, que es más difícil. Comencemos por el flujo de aire sobre la arena.

¿Recuerda que cuando tratamos sobre las ondas de viento en el agua examinamos la manera en que el flujo horizontal de aire provoca los "embriones" de ondas? La respuesta fue así: incluso el flujo de aire más tranquilo, a primera vista, es heterogéneo, turbulento, en él se forman torbellinos de diversa magnitud. Al mismo tiempo, estas magnitudes son tanto más grandes, cuanto más grande es la velocidad del flujo de aire. La velocidad del viento sobre la superficie del agua, incluso si la superficie es absolutamente lisa, no es la misma a diferentes alturas: junto a la superficie, el aire disminuye como resultado del roce con el agua: a medida que se aleja de la superficie la fricción se debilita y la velocidad del viento aumenta.

Los más pequeños torbellinos en el flujo aéreo se forman junto a la superficie y cuanto más alejados de ella están, tanto más grandes son. Pero ¿qué cosa son estos torbellinos? En realidad ellos representan pulsaciones de la presión del aire.

Las pulsaciones de la presión en un flujo turbulento de aire pueden arrugar el agua. Pero ellos no pueden ondular la superficie de la arena, ya que las fuerzas de cohesión entre los granos de arena asentados son grandes. Efectivamente, mientras la velocidad del viento sea muy pequeña, éste no podrá superar la fuerza de rozamiento en reposo entre los granos de arena.

La velocidad del viento aumentó. ¿Qué ocurrirá? Los granos de arena comenzarán a moverse. La arena se compone de partículas de las más diversas dimensiones, por lo común, desde un milímetro y menor. Primero, naturalmente, comienzan a moverse las partículas más diminutas: al principio a cortos saltos, rodando por la superficie, realizando pequeños vuelos hacia arriba. Estos movimientos son suscitados por la presión frontal del viento sobre la superficie, de barlovento, de los granos de arena. Aumentemos un poco más la velocidad del viento. Ahora el aire comienza a levantar las partículas menudas mientras que las gruesas todavía siguen arrastrándose por la superficie.

Miremos con más atención lo que ocurre con las partículas menudas (fig. 55). En el aire ellas se mueven bajo la acción de dos fuerzas —la fuerza del viento, en sentido horizontal, y la fuerza de gravitación, en sentido vertical—, a semejanza de pequeños proyectiles lanzados horizontalmente desde una colina. Claro está que, al cubrir alguna distancia, ellos nuevamente caen sobre la superficie de la arena. Lo más importante consiste en que en el aire ellos experimentan pulsaciones turbulentas de la fuerza del viento. Por ello unas partículas vuelan más rápido; otras, más lentamente. Y además he aquí lo importante: los torbellinos aéreos se suceden uno tras otro con bastante regularidad. Y debido a esto en el flujo de los granos de arena, llevados por el viento, también se establece cierta regularidad, la alteración normal de las zonas con alta y baja concentración de partículas en el aire. Naturalmente, que tal periodicidad se conserva también en la distribución de la concentración de granos de arena en el lugar de su caída.

Pero en esto no concluye el asunto. La partícula caída conserva cierta reserva de energía cinética, extraída del viento, y la transmite a aquellas partículas, con las cuales choca, al caer sobre superficie. Ella lanza al aire a otra partícula, aquélla, al caer, golpea a su vez a una tercera, etc.

¡He aquí el aspecto de la transmisión de energía durante la formación de las ondas de arena!

Acumulándose gradualmente en los lugares de mayor concentración de partículas caídas, los granos de arena forman unas pequeñas barreras. Cerca de ellas comienzan a concentrarse los grandes granos de arena, que se arrastran por la superficie. La regularidad



FIG. 55. Trayectorias de las partículas de arena levantadas por el viento

de los torbellinos en el flujo aéreo, junto a la superficie de arena, empieza a "encarnarse", es decir, se transforma en periodicidad de los montecillos de arena.

En cuanto se forman los "gérmenes" del relieve, de forma ondulada, comienza su aumento en altura. Esto ocurre a causa de que los menudos granos, "segundos", "terceros", etc. levantados de la superficie planean en el aire, por término medio, a tales distancias, las cuales coinciden aproximadamente con la longitud de las ondas surgidas del "escarceo" arenoso.

Aquí tenemos el escarceo crecido hasta dimensiones notables. Ahora ya es ella la que comienza a llevar la turbulencia en el flujo del aire que vuela sobre la misma. Del lado de sotavento de las crestas del escarceo, en la zona sombreada, se anexa un torbellino, es decir, un movimiento circular del aire, que junto a la superficie de la arena está hasta la cresta, haciéndola más definida y, lo que es más importante, sirviendo de soporte y haciéndola más estable. Así, la cresta de la onda de arena adquiere la forma característica asimétrica del diente de una sierra (fig. 56).

Sobre el mecanismo de la formación del escarceo de arena trata un interesante experimento. Con ayuda de un cernidor o de alguna otra manera, clasifiquemos las partículas de arena en fracciones (de manera que cada fracción se componga de granos de arena aproximadamente de igual dimensión). Introduzcamos una de las fracciones en el tubo aerodinámico, creando en el mismo un flujo de aire con tal velocidad, que origine el escarceo sobre la arena "natural". Esta velocidad por lo general es de 4 a 5 m/s. ¿Qué ocurrirá? Los granos de arena se pondrán en movimiento: se desprenderán de la superficie, caerán, se desplazarán de sus lugares a otros, en una palabra, todo será como en la naturaleza. ¡Sólo que no habrá escarceo de arena!

Ahora pintemos las partículas de cada fracción con diferentes colores en el siguiente orden, por ejemplo: las más grandes, azules; las medianas, verdes; las más pequeñas, rojas. Mezcleemos cuidadosamente todas las fracciones, echemos una capa de esta mezcla en el fondo del tubo aerodinámico y conectamos el soplante; la velocidad del flujo aéreo debe ser igual que en la primera etapa del experimento. A través de las paredes transparentes del tubo podemos



FIG. 56. Forma característica de las crestas de "escarceo" de arena

ver cómo la "lisa" superficie de la capa de arena comienza a cubrirse de escarceo. Y si ahora desconectamos el soplante, el mecanismo de formación del escarceo se presentará ante nosotros en toda su evidencia pintoresca: las crestas de las ondas del escarceo adquirieron un color azul; las pendientes de sotavento, rojo; la pendiente de la cresta de barlovento desde abajo hasta arriba, paulatinamente el amarillo se convirtió en verde, pasando, por fin, de nuevo al azul. ¿Qué nos dice esto? Que las crestas se forman por las partículas grandes de arena y las depresiones, por las menudas.

He aquí el por qué no se formó escarceo, cuando sólo habían granos de arena de aproximadamente iguales dimensiones. Para que se originen son necesarias como mínimo dos fracciones de granos de arena: los pequeños hacen la "esterilla" del dibujo, en la cual los gruesos aportan una estable "arabesca". Después de esto el papel de las partículas pequeñas, en parte considerable, se consume, el viento poco a poco se las lleva de las crestas a las depresiones y después las traslada al pie de las pendientes, de barlovento de las ondas de arena.

Esta hipótesis del surgimiento del escarceo sobre la arena fue expuesta por el científico soviético M. A. Velikánov en el año 1955, y hoy está aceptada por la mayoría de los investigadores.

Las ondas del escarceo de arena se pueden caracterizar por las mismas magnitudes geométricas que las ondas sobre el agua —longitud, altura y pendiente de la onda. Desde luego, es arena y no agua y en diferentes territorios, posee distinta distribución de los granos según sus dimensiones. De esta distribución, sin duda, depende también la variación de la longitud y altura de las ondas con diferentes velocidades del viento. En unas arenas la longitud de onda, con el incremento de la velocidad del viento, aumenta más rápido, en otras más lento. Ella tiene para el escarceo una magnitud aproximada de 15 cm e incluso más, con velocidades desde 4 hasta 9 m/s, la altura de la onda puede alcanzar 8 cm (según los datos de las observaciones sobre los desiertos de Turkmenia).

La traslación de las ondas en el agua puede interpretarse como una analogía de la velocidad de fase (sobre la velocidad de grupo no hay nada que hablar; en las ondas de arena no hay traslación de energías), comprendiéndola aquí como la velocidad de traslación de la forma de escarceo bajo la acción del viento. (Desde luego, esta analogía es muy condicional, ya que en este caso con la fase, a diferencia de las ondas en el agua, se traslada también la sustancia, la arena.) Esta velocidad es lo suficientemente pequeña, pero aumenta con el incremento de la velocidad del viento. Por ejemplo, las arenas de Turkmenia se mueven con velocidades próximas a los 20 cm/h, si la velocidad del viento es 5 m/s; pero si la velocidad del viento alcanza los 12 m/s, ¡entonces la velocidad de la arena aumenta el triple!

¿Con cualesquiera velocidades del viento se conserva el escarceo? No, el viento fuerte destruye el escarceo. Él levanta por los aires todas las partículas de arena sobre la superficie: tanto las pequeñas, como las grandes. Los pequeños rodillos de escarceo de arena son trasladados por el viento, como si la capa superior de arena se hinchase y perdiera su trazado regular. Así ocurre durante las tempestades de arena, cuando la velocidad del viento supera los 16 m/s.

Si la velocidad del viento es menor que 16 m/s, pero excede con mucho la velocidad, durante la cual se originan el escarceo de arena, entonces aparecen las verdaderas ondas de arena, grandes formaciones del relieve. Antes se pensaba que estas formaciones sólo podían surgir en terrenos ligeramente accidentados, enmascarados con arena, pero más tarde se aclaró que ellas pueden originarse también en lugares completamente planos, aunque la capa de arena tuviera el suficiente espesor, como para suministrar abundante material para su formación.

Las ondas de arena se forman más o menos por el mismo esquema que el escarceo. Pero ahora las menudas partículas, al desprenderse de la superficie, van a parar a las capas altas del flujo aéreo, donde las pulsaciones turbulentas de la velocidad del flujo son mucho mayores. De la superficie se desprenden las partículas más grandes. Al caer éstas sobre la arena, ellas forman sobre la arena franjas de 1 a 2 m de anchura, compuestas principalmente de partículas gruesas. Prácticamente no existe escarceo en ellas ya que el viento sopla con una velocidad de 13 a 16 m/s. En los desiertos tales vientos soplan aproximadamente el 1% de todo el tiempo, de manera que las franjas no pueden desarrollarse, desde luego, en ondas grandes. La distancia entre las franjas correspondientes a la periodicidad de pulsaciones de gran escala de la velocidad del viento y puede alcanzar hasta 100...200 m. Las franjas de arena son gérmenes de las grandes ondas, igual que los diminutos rodillos fueron gérmenes de las ondas de cabrillas de arena.

Las franjas se convierten en singulares fronteras para las partículas, transportadas por vientos más lentos, con una velocidad aproximada de 8 a 12 m/s y soplando alrededor del 10...12% del tiempo. La altura de las franjas es de 20 a 25 cm, es decir, la pendiente de barlovento, con una franja de unos 2 m de ancho, forma con la superficie horizontal un ángulo considerable. Inevitablemente del lado de sotavento aparece un torbellino anexado; para su aparición, como hemos dicho, es suficiente, que el ángulo sobrepase los 6°.

La franja empieza a aumentar al unísono su altura desde dos lados: del lado de sotavento la arena es arrojada hacia la cresta por un torbellino; del de barlovento, las ondas del escarceo se desplazan

lentamente por la pendiente hacia arriba, llegando hasta la cresta y precipitándose por la escarpada pendiente a la depresión (fig. 57). La propia cresta ya forma suficiente sombra, de cuya zona la arena no es retirada por el aire, pero con ayuda del torbellino anexado refuerza la cresta. Al mismo tiempo el crecimiento de la pendiente de la cresta retarda el aumento de las ondas del escarceo y éstas junto a la cresta, completamente igual que las ondas en aguas poco profundas, se aproximan.

El crecimiento de las ondas de arena va en altura, cuando sopla el viento con una velocidad de 4 a 8 m/s; a tal viento le toca 85...90% del tiempo. Si el viento es débil, entonces la arena no podrá ascender a la pendiente de barlovento y permanecerá al pie de la onda. En total la pendiente de la cresta puede tener una forma compleja y una distribución complicada de las partículas de arena según el grosor. Aquí todo depende de los vientos que trabajaron sobre los granos de arena.

Así crece la duna. Cuanto mayores son la longitud y altura, cuanto más arena tiene la misma, tanto mayor es su estabilidad. A diferencia del efímero escarceo de arena, las dunas viven muchos años. El viento ya no puede destruir la duna, pero puede cambiar su forma inicial.

Las franjas de escarceo se extienden rigurosamente perpendicular a la dirección del viento que las creó y, por lo general, poseen largos frentes, casi empalmados uno con otro. Esto denota que la textura del frente en el flujo de viento, a ras de tierra, es lo suficientemente homogénea; chorros de aire, aislados por el frente del viento, siguen uno tras otro. La misma superficie de arena se convierte en reguladora del viento.

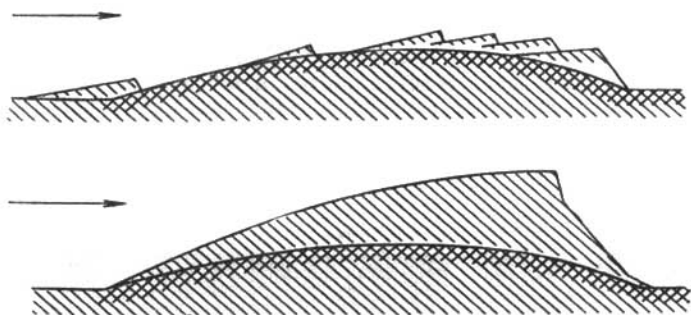


FIG. 57. Dinámica del desarrollo de la cresta de la onda de arena

Las ondas de arena se forman por más altos sectores del frente del viento, donde tal continuidad de chorros de aire, por lo general, no existe, por eso las dunas forman cadenas quebradas. Tras su prolongada existencia soplan vientos de diferentes direcciones, pero, desde luego, para determinada zona existe una dirección predominante del viento. Contorneando las dunas, los vientos gradualmente las despliegan en la dirección dominante, desplazando las partículas de arena por sus costados, y redondeándolas por las pendientes de barlovento (en planta).

Además, el viento utiliza las menores asperezas, los ahondamientos sobre la cresta de la duna, empujando desde ellos la arena primeramente hacia la depresión, a continuación "cava" en esta depresión un canal moderado. Y he aquí la duna ya tomó su forma peculiar de cuernos. Una fotografía de tal duna se muestra en la fig. 58. Las dunas se diferencian de las ondas de escarceo además en que sus crestas se componen de menudas partículas y los grandes granos de arena yacen en el fondo de la duna.

La arena no es la única sustancia movediza conocida por el hombre en la naturaleza. No menos conocida por él es la nieve. Pero, a diferencia de la arena, la nieve es un estado bastante inestable de la sustancia. Ella puede derretirse, puede convertirse en hielo, por fin, sobre la nieve durante su derretimiento y ulterior congelación puede originarse una capa de hielo. La forma de los copos de nieve es variada, desde los hermosos cristales hexagonales, cuyos rayos recuerdan los frondosos troncos de los árboles, hasta los gránulos circulares, semejantes a granos de arena. Cuando los copos de nieve tienen forma de gránulos, el viento forma de ellos ondas, análogas a las de arena. Las fotografías del escarceo de copos de nieve se ve en la fig. 59.

Entre ellas se ve una diferencia muy precisa. En un caso este escarceo de nieve con prolongados frentes, muy parecido a aquello, que se muestran en la fotografía de la fig. 54; en el otro, el escarceo de nieve es a primera vista parecido a aquellas ondas de arena, las cuales muy raramente se forman por el viento, pero son ordinarias en la arena submarina (sobre ellas conversaremos más adelante). El segundo tipo de escarceo de nieve nos sorprende por la disposición



FIG. 58. *Dunas arenosas*

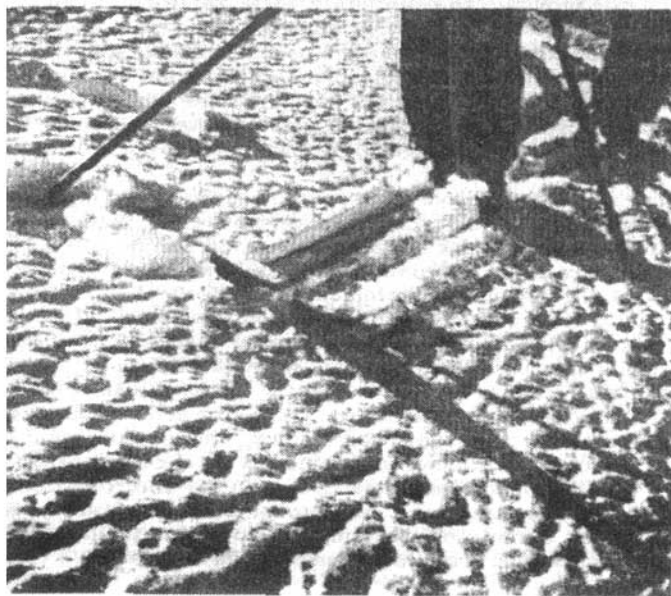
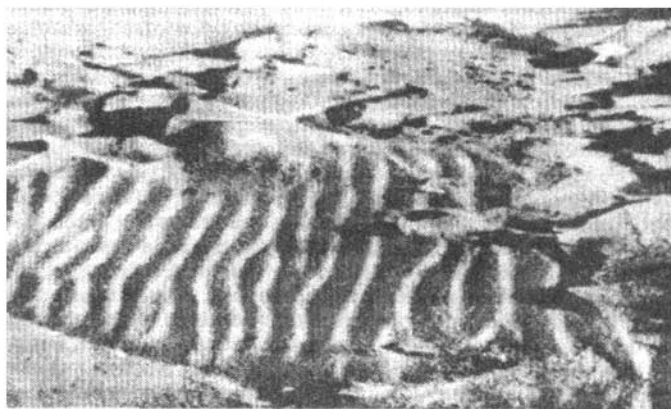


FIG. 59. Escarceo ondulatorio: a, en la nieve acumulada y b, en la nieve reciente

“ajedrezada”, asombrosamente regular, de las crestas y depresiones de las estrechas ondas con cortos frentes encorvados. En otras palabras, en tales ondas, además de la periodicidad longitudinal, es decir, su disposición regular a lo largo del flujo de aire (o del agua), se observa además una periodicidad transversal.

La procedencia de la periodicidad transversal se enlaza con el factor (fue descubierto al final del siglo pasado por el científico noruego Bjerknes), que dos cuerpos cualesquiera, arrastrados por el flujo de un líquido o un gas, pueden actuar recíprocamente uno con otro. Desde luego, tal interacción se origina como resultado de un cuadro complejo de fuerzas en el flujo, el cual lleva y contornea los cuerpos. El mismo tiene con frecuencia un carácter de atracción.

Habitualmente las fuerzas de interacción son bastante escasas, pero algunas veces pueden volverse considerables. De ejemplo simplísimo de la acción de tales fuerzas puede servir la atracción de dos naves, que navegan en cursos paralelos. El movimiento de las naves se transmite al agua y si las naves van muy cerca una de otra, entonces en este movimiento empezará a participar toda la capa de líquido que separa las naves. La presión en ella, según la ley de Bernoulli, se hace menor que en el agua por las bordas exteriores de las naves y se origina la fuerza tendiente a aproximar ambas naves. Si no se toman medidas especiales, las naves pueden incluso chocar, demostrando de esta manera, según la graciosa observación de un marinero, que las líneas paralelas de ninguna manera se encuentran en el infinito.

Mientras los copos de nieve están sobre la superficie de la misma y los contornea el viento, la fuerza de fricción entre éstos, desde luego, es mucho más grande que las fuerzas de atracción con la cual actúa sobre ellos el flujo aéreo. Pero cuando ellos son levantados por el aire, se origina una interacción muy compleja entre ellos y el flujo. En la fig. 58 pudimos ver que al comienzo del vuelo la velocidad de las partículas aumenta mucho más rápido que cae al final del mismo, surge una singular inercia de las partículas sobre la acción del viento. Como resultado (esto puede demostrarse matemáticamente) es “ventajosa” tal posición cuando el lugar de mayor concentración de partículas en un chorro de aire, corresponde aproximadamente al lugar de la menor concentración de partículas en el otro chorro, es decir, para que los enjambres de partículas en los chorros vecinos vuelen con cierto desfase uno respecto al otro. El desfase se conserva también durante el asentamiento de las partículas en la superficie, de manera que la cresta de una pequeña ondulación a veces corresponde casi exactamente con la depresión de la otra. Una explicación así tiene la periodicidad transversal (estructura “ajedrezada”) del escarceo de nieve.

Solamente queda por añadir que las fuerzas responsables por el surgimiento de la periodicidad transversal, son mucho menores que las fuerzas que crean el principal escarceo frontal. Por eso la estructura "ajedrezada" se forma de una manera muy lenta, bajo la prolongada influencia de un viento estable, que sopla en una misma dirección. La misma procedencia se atribuye a la periodicidad transversal del escarceo submarino de arena (surcos en el cauce, formados al retirarse el agua de reflujó, fig. 60), con la sola diferencia que en este caso el lugar del viento lo ocupa el flujo del agua junto al fondo. Es evidente que el escarceo submarino de arena con periodicidad transversal puede originarse solamente en un fondo, lo suficientemente profundo, donde casi no se percibe la influencia de las olas.

En esencia, el surgimiento de las ondas de una corriente de aire o agua "uniforme" y ondulatoria es bastante común. Las pulsaciones periódicas de la velocidad y la presión en el flujo turbulento son necesarias solamente en la etapa inicial de formación de las ondas.

Tan pronto como surgen las perceptibles heterogeneidades en el relieve de la superficie, el flujo instantáneamente comienza a percibirlo. Sobre la elevación del relieve el espesor del flujo se reduce y su velocidad aumenta, en esta zona del flujo la presión se vuelve menor. Esto permite a las partículas desplazarse mejor hacia las crestas, y desde allí dejarse caer tras las mismas. Desde el costado de sotavento de la cresta, muy temprano surge un torbellino anexado, el cual desplaza las partículas hacia la cresta, las afianza, adquiriendo la cresta mayor estabilidad, la cual debido a esto comienza tranquilamente a crecer en altura. La asimetría de las ondas de arena y de nieve —pendientes suaves a barlovento y abruptas a sotavento— es la característica general de tales ondas.

Si la superficie de una sustancia movediza rechaza "pasivamente" las ondas del flujo sobre ella, entonces las ondas de arena deben ser mucho más simétricas. Así, de hecho, es. Supongamos, por ejemplo, que sobre el fondo arenoso, cerca de la orilla, se origina una onda estacionaria. Esto puede ocurrir, cuando la profundidad del agua en comparación con la altura de las olas no es demasiado pequeña, de manera que la ola puede arribar hasta un obstáculo en la costa (por ejemplo, un muro rompeolas), sin desmoronarse. Rechazándose del obstáculo y mezclándose con la onda que llega, ella causa la onda estacionaria.

La distribución de las líneas de corriente en la onda estacionaria ya la conocemos (véase la fig. 8). Las partículas poseen la velocidad más grande, en el sentido horizontal, en los nodos de la onda y la más pequeña, en los vientres. Estas velocidades decrecen con el aumento de la profundidad con suficiente rapidez, si tenemos que ver con las

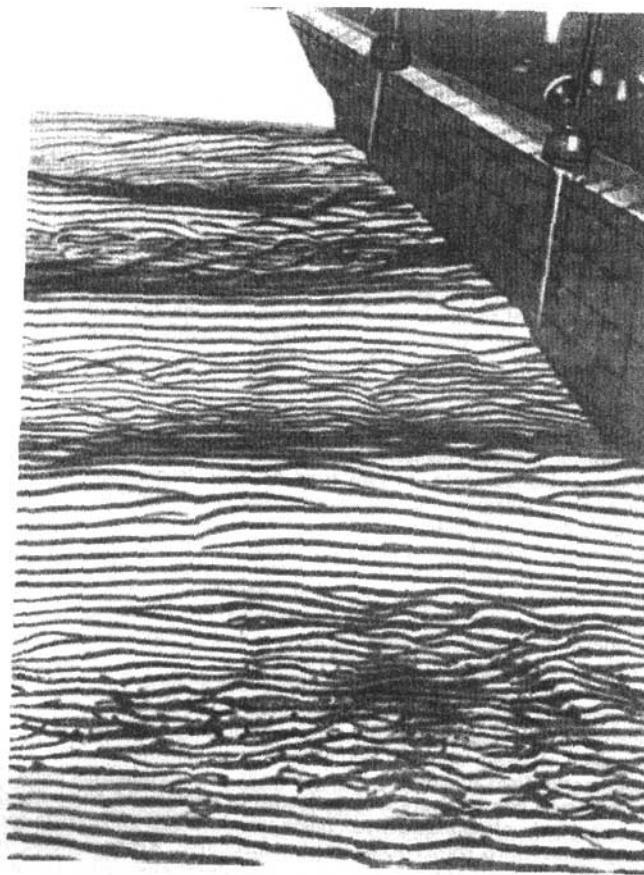


FIG. 60. *Surcos de cauce*

olas en aguas profundas. Pero durante la tempestad, cuando se originan olas lo suficientemente largas, el mar con una profundidad incluso de 200 m puede resultar para ellas aguas poco profundas. Como en aguas poco profundas, la amplitud de oscilaciones horizontales de las partículas en la ola no disminuye con el alejamiento de la superficie, ellas en tal profundidad pueden levantar arena desde el fondo y remover el agua.

Los granos de arena levantados bajo los nodos de una onda estacionaria son trasladados a los lugares de los vientres de la onda, donde éstos se asientan. En resumen se forma una peculiar copia arenisca de la onda estacionaria. Semejantes copias también se originan, si se crean ondas acústicas estacionarias en un tubo horizontal. Las mismas fueron estudiadas hace un siglo por el físico alemán A. Kundt y en su honor recibieron el nombre de figuras de Kundt o figuras de polvo. (Kundt tomó para sus experimentos una fracción de arena de granos extraordinariamente finos, precisamente la que se denomina polvo.)

Si por la superficie de aguas poco profundas se propaga la onda móvil, entonces una onda análoga puede correr por el fondo arenoso, ya que en tal onda las partículas, que oscilan por elipses muy alargadas, poseen grandes velocidades horizontales.

Desde luego, las copias arenosas de las ondas en la superficie tienen considerablemente menor altura que las originales, pero las longitudes de ambas coinciden.

La interacción de las partículas de agua y de la arena de fondo es totalmente unívoca, puesto que los granos de arena son completamente pasivos. Algo diferente es el asunto con los granos de arena en la playa, cuando hacia ella llegan pequeñas olas. Tales olas conllevan menudas partículas de arena, las llevan hasta donde llega el agua, donde descenden, debido a la infiltración del agua en la arena. Las ondas de arena que se forman en este caso se denominan festones. Por lo general los festones son de muy corta duración: cualquier otra ola, que consiga la frontera de la ola precedente, borra la obra anterior y dibuja la suya.

Los festones poseen forma de media luna, que vuelven el lado cóncavo hacia el mar. Algunas veces ellos alcanzan considerable longitud y altura, lo cual es posible solamente si sobre ellos han actuado no una, sino multitud de olas.

Actualmente hay decenas de hipótesis sobre la formación de los festones, pero sólo una de ellas da una explicación completa. Por lo general, es comprensible, que cuando la onda llega a la orilla, ella no sólo se mueve hacia adelante, sino se extiende a los lados, mientras la energía de su movimiento de avance se agota. Posterior a esto, el agua, bajo la acción de la fuerza de la gravedad, se desliza hacia el mar. En

la frontera ella, al principio, se introduce en la arena. A consecuencia debida a pequeñas desigualdades del relieve, aislados arroyos, que se deslizan al mar, confluyen en un curso más grande, el cual puede *originar un cauce en la arena, como regla, aproximadamente en contra de la línea media del festón*. Es comprensible que el cauce influyera sobre el movimiento del frente de las olas sucesivas, aportando determinada "armonía" a sus acciones.

Es más interesante todavía el proceso de la formación de escarceo y ondas arenosas junto a las orillas. Mire la fig. 61: la fotografía fue hecha cuando el mar, durante el refluo, se retiró lejos de la orilla. La longitud de "onda" en tal escarceo es aproximadamente de 5 cm, y ella no es la reflexión pasiva del escarceo en el agua, sino el resultado de una interacción muy activa de las ondas acuáticas con la arena. Estos también son surcos. La interrelación de las "longitudes de ondas" de los surcos y las ondas acuáticas se ve mejor en la fig. 62, donde la onda "blanca", muy sinusoidal, creó una hilera muy regular de surcos "negros" en el fondo del canalón. Claro está que en una ola acuática caben tres buenas decenas de surcos.

Una investigación muy detallada del surgimiento de los surcos fue realizada por el científico soviético B. A. Shuliak. En particular, él esclareció la dependencia de la longitud de onda y la altura de los surcos respecto del periodo de las ondas acuáticas, la velocidad del movimiento de las partículas en ellas (que depende, a su vez, de la longitud de las ondas acuáticas y la profundidad del depósito de agua), el grosor de las partículas de arena y otros factores. Sin entrar en los detalles de estas investigaciones, veamos la diferencia principal entre los surcos, creados por las ondas, y los que se originan a causa de las corrientes próximas al fondo.

A primera vista los surcos de ondas, en general, no debieran subsistir. Las direcciones del movimiento de las partículas de agua bajo la cresta de la onda son contrarias a aquellas que ejercen las partículas de agua bajo la depresión. Todo lo creado por la onda durante la primera mitad del periodo, debe, al parecer, borrarse por completo durante la segunda mitad. Naturalmente que cuando examinamos la corriente abúlica, en la cual las partículas de agua no realizan oscilaciones, no surge esta cuestión.

La respuesta a esto, sin embargo, es relativamente sencilla. La primera cresta, al encontrarse con una superficie bastante lisa, en la cual, por otra parte, hay algunas pequeñas irregularidades, gérmenes de futuros surcos, apenas consigue deformar esta superficie. La presión frontal del agua desplaza los granos de arena hacia el obstáculo — una pequeña barrera — y parte de las partículas se quedan cerca de ella. La primera depresión se encuentra con una superficie no muy lisa. Ciertamente, ella en parte derrubia lo que fue creado por el

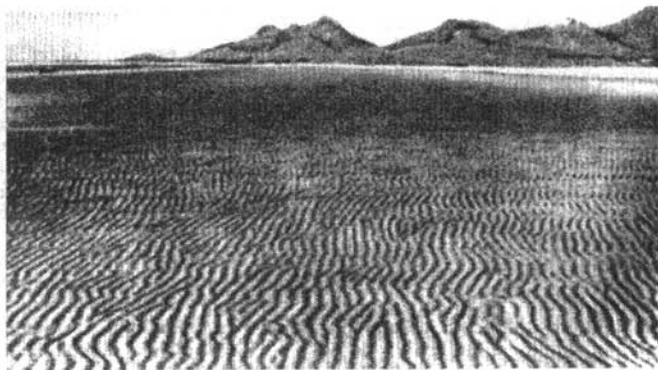


FIG. 61. Surcos de onda en el fondo marino durante el reflujo

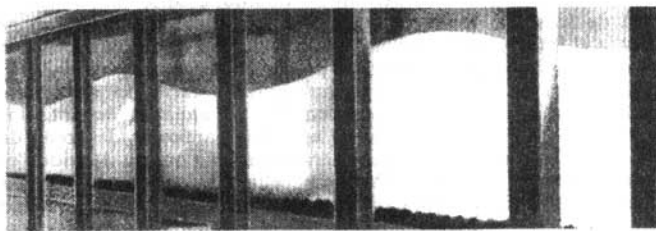


FIG. 62. Surcos creados por la onda sinusoidal "acuática"

movimiento del agua bajo la cresta, pero sólo parcialmente, pues queda mucho más.

Las ondas sucesivas agrandan reiteradamente esta irregularidad y entonces surgen los torbellinos anexados. Ahora, la pendiente anterior de los surcos, según el paso de la onda, crece a cuenta de los granos de arena, traídos por el movimiento de avance del agua, y la posterior, a causa de los granos de arena suministrados por el torbellino. Pero las pendientes delantera y trasera se intercambian de lugar cada semiperíodo y como resultado la cresta del surco adquiere mucha simetría. Esto, desde luego, no se observa en el surco abúlico (véase, por ejemplo, la fig. 60).

A propósito, el torbellino ahora no puede desarrollarse hasta un valor grande. Si en el flujo abúlico, él pudo, al menos en principio, abarcar el espesor total del agua, desde la superficie hasta el fondo, ahora debe desaparecer tras el semiperíodo de la onda, surgir en la pendiente opuesta del surco y sólo después nuevamente desarrollarse en el lugar donde se inició. Por lo tanto el escarceo de olas debe tener menores dimensiones que la corriente abúlica, siendo iguales sus velocidades.

Es cierto que cuanto mayor es el periodo de la onda, a tanta mayor distancia la corriente logra trasladar los granos de arena y tanto mayor número de granos de ésta puede ser levantado por el agua. Por ello la longitud de onda y la altura del surco deben aumentar con el incremento del periodo de la onda acuática. Efectivamente, esto es lo que se observa en el ensayo. Al mismo tiempo, cuanto mayor sea la energía de la onda, es decir su altura y cuanto más próximo se encuentra el fondo, tanto mayor será la velocidad del movimiento de las partículas en la capa de agua próxima al fondo.

Esta velocidad cambia cada semiperíodo, variando al mismo tiempo su dirección. Mientras es pequeña, el agua no levanta los granos de arena. A propósito, en el agua las partículas de arena de cuarzo pesan un tercio menos que fuera de ella, ya que su densidad es aproximadamente 3 g/cm^3 . Por eso ellas se desprenden más fácilmente del fondo del mar que de la superficie terrestre y, luego "planean" en el flujo. A continuación la velocidad aumenta, las partículas se desprenden del fondo y son trasladadas a una distancia tanto mayor, cuanto mayor es por término medio la velocidad del agua. Por lo tanto la longitud de onda del surco crece con el aumento de la altura de las ondas acuáticas y con la disminución de la profundidad.

Aumenta también la altura de los surcos, pero hasta cierto límite. Si la velocidad del agua aumenta considerablemente, con los surcos ocurrirá lo mismo que con el escarceo arenoso de viento, durante un fuerte viento; ellos desaparecen. El intensivo movimiento del agua

junto al fondo hace hinchar la capa superficial de arena y sus granos ya no pueden fijarse. El movimiento del agua, directo y contrario, junto al fondo destruye por completo el trabajo recíproco. Por esto mismo, y no por la irregularidad de las ondas huracanadas, los surcos desaparecen cuando en aguas poco profundas las olas son altas.

En determinadas condiciones pueden formarse ya no surcos, sino grandes ondas arenosas, análogas a las ondas de arena que describimos un poco antes, al considerar el problema de la interacción de las arenas movedizas y el viento. Algunos investigadores consideran como motivo de su formación las ondas acuáticas estacionarias, las cuales se originan en las playas como resultado de la interferencia de las olas en la superficie y en la corriente de fondo opuesta. Tales ondas de arena, a diferencia de los surcos, son de mucha pendiente, su longitud de onda puede alcanzar hasta varias decenas de metros y la altura, hasta medio metro.

Capítulo séptimo

ONDAS SINGULARES

Las ondas en la superficie del agua, a las cuales está dedicada la parte principal de este libro, representan un fenómeno que podemos observar cada día, y en este sentido, habitual para nosotros. De la física del curso escolar adquirimos el concepto sobre ondas acústicas y electromagnéticas invisibles. (Desde luego, las ondas luminosas electromagnéticas las percibimos directamente mediante la vista, pero no como ondas, sino como flujos de partículas luminosas, los fotones. Por este motivo la noción sobre las ondas electromagnéticas surgió hace sólo un siglo.) Y hoy estas ondas, en nuestra comprensión, resultan también ordinarias. Quizás para muchos se puedan llamar ordinarias también las ondas en la arena o en la nieve, aunque nos damos cuenta de que éstas "no son del todo" ondas.

¿Qué idea se introduce aquí en el concepto de ondas singulares? Se puede decir así: estas ondas aún no son singulares ni para los mismos físicos. No se puede decir que hayan sido descubiertas solamente ayer, puesto que algunas de ellas ya son conocidas por los científicos desde hace muchas décadas, pero el que sea necesario considerar ciertos fenómenos como ondas, los investigadores lo comprendieron no hace mucho.

Esto no es una casualidad: los fenómenos, sobre los cuales hemos tratado, están, en su mayoría, fuera de la esfera de la física. *Enumeremos aquellos, sobre los cuales trataremos más adelante:* ondas en los flujos de transporte, en las reacciones químicas, en los procesos biológicos, particularmente en el funcionamiento del corazón y del sistema nervioso, en las poblaciones —las conglomeraciones de los organismos biológicos—, en los sistemas estelares, es decir, en las galaxias. Expresándonos metafóricamente, las ondas como si se dispersaran de la física y abarcaran casi todo el espacio de los procesos en la naturaleza mineral y viva.

Desde luego, para los físicos y para sus colegas en otras ramas de la ciencia, esta "marejada" resultó inesperada. Todavía más imprevisto resultó el que en las matemáticas todas estas ondas fueran afines, es decir, que pudieran ser descritas por las mismas ecuaciones (sólo que las magnitudes que entran en ellas, claro está, tienen sentidos diferentes).

A pesar de que los físicos se hayan habituado a que fenómenos físicos completamente diferentes, alguna que otra vez, se describan con ecuaciones iguales (por ejemplo, la propagación del calor por un pedazo de metal y la difusión del olor de un frasco de agua de colonia en una habitación o, digamos, la reflexión de la luz en un espejo y la

salida de partículas alfa a partir de los núcleos atómicos). Pero estos fenómenos se encuentran en el seno de la misma física y la coincidencia de ecuaciones para ellos tiene lugar solamente durante la correspondiente elección de los modelos de los fenómenos.

La coincidencia en el tipo de ecuaciones con que se describen, por ejemplo, las oscilaciones pendulares y la cantidad de especies de animales, no solamente deja perplejos a los científicos, sino los fuerza, de un modo quisquilloso, a esclarecer hasta qué punto son correctos los modelos matemáticos, ideados por ellos, de estos fenómenos. Unos modelos con frecuencia resultaban inseguros en sus rasgos más importantes, otros tuvieron que ser corregidos y, a veces, desechados *por completo, cambiándolos por unos nuevos, para lograr una mejor coincidencia con los resultados de las observaciones y experimentos prácticos.*

Pero la misma presencia de la semejanza de los modelos matemáticos nos explica la existencia de ciertos principios comunes, válidos, por lo visto, "para todos los casos". Naturalmente, estos principios tienen tanto en común, como, digamos, la ley de la conservación de la energía. Ellos merecen ser descritos en pocas palabras.

El primer principio consiste en la posibilidad de representar un sistema, en el cual se observen fenómenos ondulatorios, en forma de un medio continuo. En relación a las ondas en el agua o en medios movedizos ya vimos cómo se hace esto: se introduce un concepto sobre los elementos del medio, los cuales se consideran totalmente iguales.

Cualquier elemento del medio, como cualquier objetivo material, está compuesto de átomos y moléculas. Sin querer examinar el fenómeno a este nivel, llegamos a una exigencia natural: el elemento del medio debe contar en su composición con muchísimos átomos y moléculas, de manera que su dimensión debe superar considerablemente la escala atómica. Entonces todos los elementos estadísticamente resultan iguales. Si las dimensiones de cada elemento, a su vez, fuesen mucho menores que las dimensiones de todo el medio, entonces en éste resultarían muchísimos elementos. Y ahora nuevamente se podrá dejar de seguir los movimientos de alguno de los elementos, sino se describen sus movimientos colectivos, por ejemplo, el movimiento ondulatorio u otros procesos del medio.

Si se estudian las ondas en un medio, será mejor hablar no tanto sobre las dimensiones del medio, como sobre las dimensiones características de las ondas, digamos, de su longitud. Las menores longitudes de onda en el agua, que presentan interés para el estudio (lo examinamos anteriormente), se miden en centímetros. A su vez, la molécula de agua tiene una dimensión de 10^{-8} cm. Si para medir el elemento, o la "partícula", del agua se toma la media geométrica de

estas dos dimensiones, entonces ella será aproximadamente 10^{-4} cm (1 μ m).

Precisamente tales dimensiones poseen las partículas de una sustancia colorante, la cual se añade al agua, para hacer visible el movimiento colectivo de las partículas del agua, por ejemplo, durante la propagación de las ondas por su superficie. En una partícula del colorante hay billones de moléculas; en el volumen correspondiente a la longitud de onda, caben billones de moléculas. Esto es completamente suficiente para la descripción estadística media de las ondas en el medio.

He aquí el siguiente principio general: en un medio debe transmitirse el movimiento de unas partículas a las de al lado. En las ondas sobre el agua este movimiento se transmite debido a la incompresibilidad del líquido, precisamente por esto la onda corre desde su lugar de origen.

Este principio es muy importante. Recordemos qué es lo que ocurre durante la formación de las ondas de arena. De acuerdo al primer principio, la arena puede considerarse como un medio continuo, en realidad una propiedad física como la continuidad, no la posee y, por esta causa, en la misma no existe traslación de energía desde un grano de arena hacia otro. En la arena no hay "ondas activas", y en consecuencia, velocidad de grupo. En lugar de ésta se tiene que utilizar, a duras penas, la velocidad de fase, enlazándola sólo con los movimientos realmente activos de las corrientes de aire o de agua, que provocan la formación de las "ondas pasivas" en la arena y en la nieve.

En el medio puede transmitirse no sólo el movimiento, sino también la información sobre la posición o el estado de las partículas contiguas. Para la naturaleza "muerta" esta información consiste en las energías e impulsos de las partículas: justamente el flujo de la energía garantiza la propagación de las ondas en el agua y en otros medios "muertos", siendo, por decirlo así, condición automática de la subsistencia de las ondas. En los sistemas "vivos", sin embargo, es mejor hablar sobre la información y no sobre la energía. Por ejemplo, el flujo de transporte puede examinarse como un movimiento continuo del medio, donde como elementos aislados se utilizan los vehículos. El intercambio de información sobre la posición de los elementos se realiza con ayuda de señales, percibidos por la vista y el oído de los conductores. Desde luego, la energía, que poseen las señales, es muy escasa, para ejercer influencia directamente sobre la posición y el movimiento de los vehículos. Pero esta energía, tras una hilera completa de transformaciones, "acciona" fuentes de energía mucho más potentes y además regula el movimiento de un vehículo.

Montemos en un helicóptero y ascendamos sobre una carretera con un tránsito intensivo lo suficientemente alto, como para distinguir

confusamente automóviles aislados. Desde este "punto de mira" se perciben débilmente las irregularidades de los movimientos, es decir, que el flujo de transporte se compone de distintos vehículos: coches, camiones, motocicletas y otros, que éstos se mueven con velocidades que apenas se distinguen, que entre ellos existen intervalos de diferentes distancias. Ignorando estas diferencias precisamente introducimos el elemento promedio del medio de transporte. Ésta ya no es una gran idealización, es decir, el repliegue de la realidad. Recordemos que las ondas lineales frecuentemente las representamos en forma de senoide, aunque incluso las pequeñas ondas del escarceo nunca repiten idealmente la una a la otra. Si sumamos los resultados de nuestra observación desde el helicóptero, tras cierto intervalo de tiempo, se esclarecerán, de un modo bastante preciso, las normalidades comunes. Naturalmente, una misma observación debe abarcar al mismo tiempo el suficiente número de vehículos. Una condición imprescindible es que las dimensiones de cada elemento deben ser mucho menores que las dimensiones del medio.

Como fuente de las ondas de transporte por lo general sirve cualquier obstáculo en el camino, por ejemplo un vehículo abandonado o, lo que es habitual para las condiciones urbanas, un semáforo. Por ejemplo, en algún lugar, al final del campo derecho de nuestra observación, se enciende la luz roja del semáforo. Los vehículos, que hasta aquel entonces seguían en fila con intervalos iguales, comenzaron a frenar, deteniéndose más cerca unos de otros. Nosotros no vemos cómo frenan, sólo captamos como a lo largo del flujo de tránsito, a la izquierda, pasa una onda de compresión, de aproximación de los vehículos. Al cabo de algún tiempo en el semáforo a la derecha se enciende la luz verde, los vehículos se ponen en marcha y por la senda a la izquierda se desarrolla una onda de enrarecimiento.

Esta observación cualitativa puede convertirse en simples conclusiones cuantitativas y al mismo tiempo muy importantes. En efecto, sólo observamos un golpe hidráulico en el flujo del tránsito y la onda de compresión surgida es una onda de choque, que en principio no se diferencia en nada de aquella que corre por la cañería al cerrar bruscamente el grifo.

En total analogía con la hidrodinámica puede introducirse la densidad del flujo de transporte ρ (número de vehículos por unidad de longitud de la hilera de coches) y el consumo $Q(\rho)$ (número de vehículos, que atraviesan cierta sección de la vía por unidad de tiempo). Ambas magnitudes se relacionan mediante la siguiente expresión:

$$v = \frac{Q(\rho)}{\rho}, \quad (26)$$

donde v es la velocidad de los vehículos. El consumo depende de la densidad: él, claro está, es igual a cero, cuando no hay vehículos en la vía ($\rho = 0$), pero también es igual a cero, cuando se forman tapones en la vía pública ($\rho = \rho^*$ es la situación de "embotellamiento" en las carreteras). En algún punto entre estos dos valores de ρ , el consumo Q alcanza su valor máximo ($Q_{\max}$).

La observación del movimiento automovilístico en EE.UU. demostró que para la circulación por una sola vía son característicos los siguientes índices promedios: $\rho^* \approx 140$ vehículos por 1 km, $Q_{\max} \approx 1500$ vehículos por hora y una densidad media (correspondientes al valor $Q_{\max}$) $\rho_{\max} \approx 50$ vehículos por 1 km. De aquí se obtiene la (¡no la mayor!) velocidad óptima $v_{\max} \approx 30$ km/h. A todo el que viaja en coche por una vía recargada, ¡tal velocidad no le parece demasiado pequeña!

Determinemos la velocidad de fase para propagación de la onda de compresión en el flujo de transporte (sobre la velocidad de grupo al igual que en caso de las ondas de arena no se puede ni hablar). Evidentemente que para la observada "onda de densidad" de los coches ella es igual a:

$$V_F = \frac{\Delta Q}{\Delta \rho} = v + \rho \frac{\Delta v}{\Delta \rho} \quad (27)$$

(la segunda igualdad se obtiene si se emplea la fórmula (26)).

Si nada hace necesario cambiar la densidad de flujo, entonces no varía la velocidad de su movimiento, $\Delta v = 0$ y $V_F = v$, es decir, no hay onda de compresión. Pero nos interesa más la situación cuando se enciende la luz roja y $\rho = \rho^*$.

Designemos la longitud del automóvil l , y la distancia entre el parachoques delantero de un vehículo y el que le sigue, h , entonces la "distancia de colisión" será igual a $h - l$. Si como promedio el tiempo que tarda en reaccionar el chófer (y el tiempo medio de la "respuesta" del vehículo a sus acciones, lo que siempre toma en consideración un chófer experimentado) es t_R , éste seleccionará una velocidad segura de circulación igual a $v = (h - l)/t_R$. Pero en vista de que $h = 1/\rho$ y $l = 1/\rho^*$, obtenemos

$$v(\rho) = \frac{l}{t_R} \left(\frac{\rho}{\rho^*} - 1 \right), \quad Q(\rho) = \frac{l}{t_R} (\rho^* - \rho)$$

y por la fórmula (27) encontramos la velocidad de fase que nos interesa

$$V_F = - \frac{l}{t_R}. \quad (28)$$

Prestemos atención a lo siguiente: esta velocidad no depende de ninguna condición exterior y la determinan solamente propiedades del medio de transporte, es decir, la longitud media del vehículo y el tiempo medio que tarda en reaccionar el conductor. Tal "autonomía" de las ondas, su independencia de los factores que las ocasionan, más de una vez la veremos en adelante.

La onda de compresión, naturalmente, se propaga en dirección contraria a la del movimiento de los vehículos (el signo menos en la fórmula (28)). Si tomamos la longitud media de un vehículo igual a 6 m y el tiempo de reacción 0,5 s, obtendremos $V_F \approx -43$ km/h.

Este cálculo se refiere, desde luego, a unas condiciones desfavorables de tráfico. En condiciones normales los chóferes no sólo ven la parte trasera del vehículo anterior, sino también la señal del semáforo a lo lejos y disminuyen la velocidad con anticipación. Como resultado la parte transitoria de la onda de choque, desde el "medio" inmóvil hacia el móvil, se ensancha e incluso puede permanecer casi imperceptible (onda débil de choque). Pero si el tráfico se desarrolla en una niebla espesa, cuando el chófer, en el mejor de los casos, ve solamente la silueta imprecisa del vehículo delantero, entonces el "carácter nocivo" de la onda de choque puede manifestarse con toda su fuerza. Es suficiente que el vehículo delantero, en su larga hilera, choque contra cualquier obstáculo o simplemente se pare, para que la onda de choque de compresión del flujo de vehículos adquiera realmente el significado de "onda de choque" de los vehículos uno con otro. Se dan casos de catástrofes automovilísticas, en las cuales se ven envueltas decenas de vehículos.

Además, es bien conocido que el culpable de un embotellamiento en las carreteras puede ser incluso un semáforo en buen estado. En esencia, él es la fuente de choques surgidos con periodicidad, al cortar bruscamente el flujo de transporte en porciones. Supongamos que en un momento dado se enciende la luz roja del semáforo y por el flujo se pone en marcha una onda de compresión. Pasado algún tiempo t_{roj} la señal roja se apaga y se enciende la luz verde y por el flujo se origina la onda de enrarecimiento que "elimina" a la de compresión. ¿Cuál debe ser la duración de la señal verde t_{ver} , para que esta "eliminación" resulte completa? La teoría ondulatoria de los flujos en el transporte demuestra que ambos tiempos se enlazan por una simple fórmula:

$$\frac{t_{roj}}{t_{ver}} \leq \frac{Q_{\max}}{Q(\bar{p})} - 1, \quad (29)$$

donde $\bar{p}$ es el valor medio de la densidad del flujo automovilístico. Si esta condición no se cumple, ante el semáforo se producirá un embotellamiento crónico.

Naturalmente, en las diferentes estaciones del año, e incluso de un

dia a otro, los valores $\bar{p}$ y $Q(\bar{p})$ no son constantes. Mas esto no significa que es necesario volver al control manual de los semáforos (y además ello no siempre elimina la tensión en los cruces). Los semáforos pueden funcionar también automáticamente, pero para que éste sea el óptimo hay que crear unos servicios especiales. Los captadores, colocados bajo las vías, constantemente determinan los valores de $Q(p)$ en las arterias y los cruces, unas computadoras determinan las soluciones de conmutación de los semáforos. Semejantes servicios han sido creados actualmente en muchas ciudades grandes con gran intensidad de tránsito.

En el ejemplo del flujo de transporte se ve bien con qué facilidad surgen las ondas en un medio automovilístico homogéneo. Esto incluso parece sorprendente. Muchas observaciones cotidianas nos acostumbraron a que el estado homogéneo, es cierto estado ideal, un medio más equilibrado, al cual él tiende y, una vez conseguido, difícilmente lo abandona. Por este motivo, por ejemplo, siempre es más probable un movimiento caótico de moléculas en un gas; la energía de los movimientos dirigidos y reglamentados de las sustancias tiende a convertirse en energía de movimientos desordenados, es decir, en energía térmica. Cualquier heterogeneidad, es decir, las fluctuaciones en un medio homogéneo tienden a desvanecerse; cuanto más grandes sean las fluctuaciones, tanto más alejan el medio de su estado homogéneo, de cuanto mayor volúmenes del medio se apoderen, tanto menos probable es la existencia de ellas.

Todo esto es así, pero sólo mientras los medios o, generalizando, los sistemas se desvíen ligeramente de su estado de equilibrio y estas desviaciones de por sí transcurran lentamente. Cuando en los sistemas transcurren procesos (por ejemplo, químicos, biológicos u otros), que van acompañados de un intercambio de sustancia y energía con el medio exterior, que interacciona con el sistema, la situación cambia radicalmente. Ahora pueden resultar también estables las "gigantescas fluctuaciones", estados del sistema, muy lejanas al estado de equilibrio. En esto consiste además un importante principio, la noción sobre el sistema disipativo descubierto.

Recibieron tal denominación los sistemas, en los cuales, de una manera constante o de tiempo en tiempo, llegan y desde los cuales parten la sustancia y la energía. La sustancia y la energía se consumen en el transcurso de los diferentes procesos, dentro del sistema, en la elaboración de nuevas sustancias y nuevas formas de energía.

Los procesos de transformación de la sustancia y la energía, en el aspecto más generalizado, se estudian por la termodinámica. Ella empezó investigando los procesos que ocurren en sistemas de ciclo cerrado, herméticamente aislados del mundo exterior. Tales sistemas, desde luego, en gran medida son una idealización, pero ellos se

sometían más fácilmente desde el principio a un estudio y, por esta vía, se consiguieron grandes éxitos.

La termodinámica de los sistemas cerrados se basa en dos leyes fundamentales. Una de ellas es la ley de conservación de la energía: en ningún proceso o fenómeno la cantidad de la energía participante en el mismo, puede cambiar; cuanta hubo al principio, tanta habrá al final del proceso. La segunda podría denominarse ley de depreciación de la energía: la cantidad de energía calorífica al final del proceso, en el mejor de los casos, debería quedar la misma que al principio (proceso reversible), y en el peor, debería aumentar (proceso irreversible).

La termodinámica clásica de los procesos equiponderantes fundamenta por completo los adjetivos "mejor" y "peor": por lo visto, la inmensa mayoría de los procesos en el mundo de los cuerpos materiales son irreversibles, y de la segunda ley se deduce que la cantidad de energía calorífica, o, en otras palabras, la "cantidad de caos" en el mundo debe aumentar con el tiempo. Al fin y al cabo toda la energía debería convertirse en calor, a partir de lo cual ya no se puede obtener ningún movimiento organizado, regulado. En este caso comenzaría la "muerte calorífica" del mundo.

Esta idea, extremadamente pesimista, pero, reiteramos, establecida por la segunda ley de la termodinámica, la enunció hace un siglo el físico alemán R. Clausius. Él no pudo naturalmente dar unos plazos concretos del comienzo de la "muerte calorífica", pero sin esa predicción parecía también lo suficientemente atemorizante. Pero, el mundo no se apurara a confirmarlo en plena medida: el mundo existió ya mil millones de años y no sólo no se extinguió, sino que además creó modelos cada vez más perfeccionados de reglamentación, de organización. Un ejemplo de esto último es la Tierra. Ella comenzó como una nube relativamente homogénea de gas y polvo; pasados 5 mil millones de años, la naturaleza creó en ella unos modelos muy lejanos del caos, como el organismo humano e incluso (¡aunque sobre su perfección se puede hablar solamente con determinadas restricciones!) el pensamiento humano.

La contradicción entre las predicciones, emanadas de la segunda ley de la termodinámica y la "práctica de la naturaleza fue tan evidente que surgió la necesidad de limitar los marcos de acción de esta ley. (No se puede hablar de su incorrección, ya que la "escasa práctica" de la actividad humana en la esfera de la técnica lo confirma). Estos marcos intentaron establecerse en un nivel de sistemas independientes de partículas y cuerpos, confirmando de esta manera que para el Universo la segunda ley no es válida. Y solamente después de aparecida la termodinámica de los sistemas abiertos, se ha puesto en evidencia dónde buscar los límites de su aplicación.

En los procesos poco equilibrados, en los cuales el sistema intensivo y el medio ambiente intercambian la sustancia y la energía, ésta, en realidad, se disipa, es decir, preferiblemente se transforma en calorífica. Mas de estos procesos puede nacer una sustancia de más alta organización, de manera que en alguna parte del sistema abierto del "caos" puede, al final del proceso, resultar menor que en su principio.

Es importante señalar que los procesos de nacimiento de una organización más alta de la sustancia, inicialmente menos reglamentada, y hasta en cierta medida en un estado absolutamente desordenado, con frecuencia tienen un carácter oscilatorio y son acompañados por la propagación de ondas.

Examinemos, por ejemplo, las reacciones químicas. Es importante empezar la conversación sobre las ondas químicas por la reacción química más evidente, la combustión, en la cual el grado de desorden *con frecuencia sólo aumenta*. Sobra con imaginarse un incendio, debido al cual cualquier edificación se transforma en un montón de cenizas y nube de gases calientes. (Pero, al mismo tiempo, recordemos que existe otro proceso difundido de oxidación que se denomina respiración. Él desempeña un importantísimo papel en la construcción y funcionamiento de sistemas vivos de compleja organización.)

La reacción de combustión puede engendrarse en cualquiera de los puntos del medio homogéneo donde, en cierto momento, por *casualidad o premeditadamente se provoca la heterogeneidad*, por ejemplo, incrementando la temperatura. La misma combustión, desde el punto de vista de la termodinámica de equilibrio, es una paradoja: la heterogeneidad surgida, la fluctuación deben desaparecer, disiparse. La cosa consiste precisamente en que el medio desequilibrado se encuentra, como dicen los físicos, en un estado activo, en espera. Basta con lanzar una cerilla encendida para que empiece la reacción de autoaceleramiento, abarcando poco a poco todo lo que puede arder; desde el foco se extenderá el frente de llamas. Él es, en realidad, una onda química.

Si el proceso de combustión se caracteriza por su escasa intensidad, el frente de llamas tendrá las propiedades de una débil onda de choque; en el caso de gran intensidad podrá producirse una explosión, es decir, originarse una onda de choque muy fuerte. Es importante que en el proceso descrito tras el frente de llamas se forma una zona quemada incapaz de seguir ardiendo. Justamente por esto, al encontrarse las ondas de choque de dos explosiones o incendios, se apagan la una a la otra. Tal circunstancia se utiliza para extinguir los incendios forestales o esteparios, organizando incendios contrarios. Debido a esto, a despecho de su "aislamiento", las ondas de

combustión no pueden ser solitarias: éstas en su movimiento contrario simplemente se traspasan una a otra, sin destruirse.

Pero se puede organizar un incendio aún más "interesante". Para ello en la zona del incendio debe añadirse combustible de tiempo en tiempo y retirar los productos de la reacción. En la naturaleza (y también en la técnica), la agregación de nuevas porciones de combustible, frecuentemente se realiza mediante la difusión. Como resultado, el medio, una vez que pasa por él el frente de llamas, vuelve gradualmente al estado de disposición para un nuevo incendio. El mismo puede ser presentado como un incendio en una pradera, en cuyo centro arde una vela. Una vez quemada la primera hierba ésta vuelve a crecer y, después de algún tiempo, por la fresca hierba corre de nuevo la onda de ignición. Si la hierba, después del incendio, crece con rapidez, las ondas de ignición a partir de la vela correrán con mayor frecuencia.

Tal concepción, desde luego, "funciona" no sólo al describir un incendio, sino sirve de base para la explicación de las ondas que surgen en una serie de reacciones químicas. Una de las reacciones más interesantes de este tipo fueron descubiertas y profundamente investigadas por los científicos soviéticos, laureados con el premio Lenin, B. P. Belousov, A. M. Zhabotinsky y sus colaboradores. Esta reacción es lo suficientemente compleja y no la vamos a describir. Solamente señalaremos que fue observada en una capa de sustancia comparativamente fina, de manera que las ondas que se originaron eran prácticamente circulares, bidimensionales (fig. 63). Los puntos, a partir de los cuales se dispersaban las ondas, eran unas pequeñas heterogeneidades en un medio bastante homogéneo que reacciona. Tales heterogeneidades existen siempre, incluso en medios muy puros; éstas pueden ser fluctuaciones.

Las observaciones evidenciaron una particularidad muy interesante de la reacción. Entre los centros que engendran las ondas químicas se origina una lucha por el derecho a dictar sus condiciones a todo el sistema. Vence el centro, cerca del cual las condiciones son más propicias al surgimiento y propagación de las ondas y por ello puede "emitirlas" con una frecuencia mayor. En esta competencia tal centro "devora" a sus rivales y se convierte en rector o, como le denominan, en conductor del ritmo.

Claro está, tal comparación animalística de la competencia entre los centros de engendramiento de las ondas químicas persigue solamente el objetivo de ser más evidente. En realidad el resultado final es la compleja interacción de las ondas. Ya por la apariencia misma de las ondas se ve que ellas no son sinusoides ni son lineales, cuyos rasgos característicos son, como ya hemos dicho, la independencia mutua.

Para las ondas no lineales, por ejemplo, son característicos los procesos de interacción, dentro de los cuales éstas pueden transformarse hasta hacerse desconocidas. Por ejemplo, dos ondas no lineales, al encontrarse, pueden desaparecer, dando origen a una tercera onda, cuya frecuencia sea igual a la suma o a la diferencia de frecuencias de las ondas originadas. El encuentro de ondas con frecuencias similares conlleva a que una de ellas puede "absorber", dominar a la otra, forzándola a cambiar su frecuencia. Este fenómeno se denomina autosincronización de las ondas.

A consecuencia de tal interacción no lineal, totalmente distinta a la suma de ondas lineales, al pasar algún tiempo, en el medio pueden quedar solamente unos pocos tipos de ondas, y hasta una sola onda "superviviente". El centro rector se convierte en fuente de esta onda.

Un ejemplo del nacimiento del centro rector es el embrión del animal, cuando se le desarrolla el corazón. En diferentes lugares del sistema de células que todavía es inactivo, al cual está predestinado el papel de miocardio durante las reacciones bioquímicas espontáneamente surgen ondas. Estas ondas poseen, en considerable medida, un carácter casual, pero al no ser lineales, como resultado de

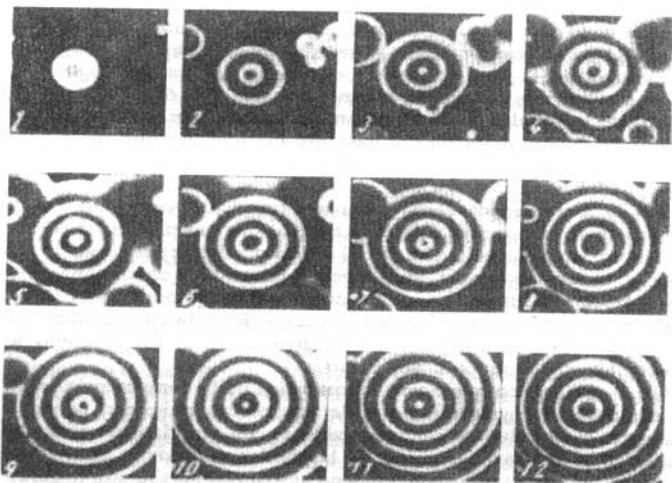


FIG. 63. Ondas químicas y surgimiento del centro matriz

su interacción tiene lugar su sincronización. Partes aisladas de la *acumulación celular comienzan a oscilar mancomunadamente* y, naturalmente, adquieren prioridad ante las zonas en las cuales las oscilaciones transcurren caóticamente; las oscilaciones concordadas requieren menor gasto de energía, ellas son más "ventajosas" y por ello más estables. Sometiendo gradualmente a las oscilaciones de otras zonas del miocardio, estas zonas finalmente obligan a todo el músculo a contraerse y relajarse en un ritmo único. Así surge el *conductor rítmico del corazón, denominado también nódulo sinusoidal*. (Ya nos dábamos cuenta de que esta denominación es muy inexacta: el corazón no realiza ningunas oscilaciones sinusoidales lineales.)

Desde luego que tal descripción no es más que un bosquejo general; fuera de su marco quedaron todos los detalles finos e importantes de las actividades del corazón y el propio mecanismo de *control bioquímico sobre el funcionamiento del miocardio*. Muchos de los detalles siguen siendo desconocidos hasta hoy día. Pero lo dicho puede ser también suficiente para la creación de los, aunque todavía imperfectos, modelos matemáticos de la actividad cardíaca.

Los modelos representan el corazón como un sistema de autooscilación. El sistema más simple de este tipo es el péndulo del reloj. Se sabe que éste realiza también oscilaciones no amortiguadas *en ausencia de una fuerza exterior que le obligara a realizar tal movimiento*. El péndulo "extrae" la energía para el mantenimiento de su movimiento de sus fuentes, es decir, de los muelles comprimidos o de la pesa colgante, y además en una cantidad tal, que le alcanza justo para cubrir los gastos de energía que consume en la fricción, durante las oscilaciones. A la elaboración de la teoría de los sistemas de autooscilación hicieron su aportación muchos científicos, pero entre ellos es necesario señalar al físico soviético A. A. Andrónov. El puso las bases y obtuvo resultados muy importantes, utilizados para el estudio de los sistemas de autooscilación que estamos relatando.

La diferencia importante, pero en general no la principal, digamos, la que distingue el miocardio del péndulo o, más exactamente, del sistema de péndulos enlazados entre sí mediante muelles, consiste en que los péndulos, son algo así como puntos aislados o, como dicen los físicos, como *elementos del sistema con parámetros concentrados*. En el mismo corazón, igual que en otras aglomeraciones homogéneas de células, en "medios continuos", es imposible distinguir puntos aislados; semejantes medios se consideran como sistemas con parámetros distribuidos. En ellos las oscilaciones concordadas toman carácter de propagación de ondas. Para subrayar el comportamiento particular de estas ondas, el hecho de que sus características se determinen principalmente a partir de las propiedades del medio en el

que éstas se originan y se propagan, el destacado físico soviético R. V. Jojlov propuso denominarlas autoondas.

Efectivamente, ellas parecen bastantes autónomas, poco dependientes de las condiciones exteriores que las ocasionan. En esencia, como ya hemos dicho, su origen (como también su desaparición) tiene frecuentemente carácter casual, cierta desviación del estado homogéneo del sistema. Pero, otra vez subrayaremos, no de cualquier sistema, sino precisamente del desequilibrado, listo para tomar parte en el complejo luego de ciertas ondas no lineales, su competencia y cooperación, como resultado de lo cual sobreviven solamente algunos de sus tipos, que subordinan el medio en el que se propagan.

Un caso importante de autoondas, son las denominadas ondas espirales o reverberadoras. Recordemos la imagen del incendio en la pradera. Considerábamos que después del incendio la hierba de la pradera crecería en todas partes con igual velocidad y por ello la segunda onda de combustión se difundiría igual que la primera. Pero imaginémonos que en una parte cualquiera de la pradera la hierba crece más lento que en la de al lado, o que, en general, no creció. Entonces, al llegar hasta esta parte, el frente de onda de combustión se encontrará (para precisar, a la izquierda) la hierba ya madura y a la derecha, la parte pelada.

Surge una ruptura del frente de la onda. Al parecer, el desgarrado frente debe, como si no hubiera ocurrido nada, correr hacia adelante por la zona madura, ignorando la no madura, y al esquivarla, nuevamente restablecerse. Pero no: el frente de la onda, en el punto de su ruptura, como refractándose, empieza a retroceder (esto parece algo a la refracción de las ondas lineales durante el traspaso de un medio a otro, del cual hemos hablado antes). Retrocediendo en el punto de ruptura, el frente se enrosca en él, formando la espiral de Arquímedes (fig. 64). Si el medio vuelve con bastante lentitud a prepararse para el paso de las ondas, a la espiral le da tiempo a dar varias vueltas.

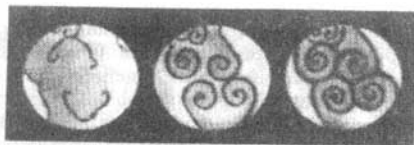


FIG. 64. Surgimiento de las ondas químicas espirales durante la ruptura del frente de la onda

Claro está que el cuadro concordado de la propagación de la onda en un medio en este caso se infringe. Muchos científicos consideran que justamente tal naturaleza poseen las arritmias del corazón, comprendidas entre ellas también la más peligrosa de ellas, la fibrilación, cuando ciertas fibras del miocardio, perdiendo la dirección del nódulo sinusoidal, se contraen desordenadamente y el corazón interrumpe el bombeo de la sangre. Los motivos de la fibrilación, probablemente, pueden ser diferentes. Uno de los más difundidos es el infarto, para el cual es característico el cambio brusco del carácter e intensidad de las reacciones bioquímicas en la parte afectada del miocardio. En los límites de tal parte puedan, con gran probabilidad, originarse reverberaciones, las cuales suspenden la propagación de la onda del nódulo sinusoidal y lanzan al corazón a aquel "caos virgen", en el cual se encontraba al comienzo de su desarrollo embrional.

Precisemos un poco lo dicho. Propagándose en las células del miocardio, las ondas bioquímicas, desde luego, no son autónomas en el sentido de que su origen se regula por el sistema nervioso. La propagación de una onda química es un proceso lento, la naturaleza lo acelera en multitud de veces con ayuda de un mecanismo especial de dirección de los órganos, el sistema nervioso. En cualquier órgano el impulso de los nervios se propaga mucho más rápido que la onda bioquímica. El nódulo sinusoidal dicta su ritmo al miocardio, enviando precisamente los impulsos nerviosos en todas direcciones.

¿Cómo se propaga el impulso eléctrico a lo largo del filamento nervioso? De un modo completamente distinto al de la propagación de la corriente eléctrica por los cables. Este impulso también es químico, más exactamente es una onda electroquímica; en ella participan, junto con las moléculas de compuestos químicos, iones cargados eléctricamente. Por esto las nociones sobre las ondas químicas, en las últimas décadas, encontraron aplicación en el problema de la propagación de los impulsos nerviosos.

El filamento nervioso se parece a un cable eléctrico, pero por su complicada construcción y por los procesos que en él transcurren se diferencia de éste no menos que la propagación del impulso por el nervio se distingue del movimiento de la corriente eléctrica en un conductor. Y aunque estamos considerando la propagación de las ondas al "nivel" de un medio continuo, tendremos que reflejar también el "nivel" molecular.

Encantados de la unidad en la descripción matemática de fenómenos tan disímiles como la propagación del impulso por el nervio y, digamos, la propagación de la llama por la mecha lenta (pero sin olvidar que *además* esta unidad en la descripción se encuentra la

admirable unidad de la naturaleza!), a pesar de eso debe comprenderse que la atracción de la física consiste precisamente en descubrir las diferencias en esta unidad. Justamente las características moleculares y atómicas son las que determinan la diferencia misma de los medios continuos.

La diferencia entre el nervio y la mecha lenta es realmente grande. La mecha actúa como un sistema de "doble medio" (la pólvora por dentro y el aire —suministrador del oxígeno para la combustión—, por fuera). El nervio, es un sistema de tres medios, en el cual uno es rico en *iones potasio dentro de los filamentos nerviosos, otro representa una envoltura de filamento adiposo, una membrana de composición química compleja, y el tercero, exterior, rico en iones sodio, al cual se le puede considerar simplemente como una solución de sal común (llamada solución fisiológica). Tal balance de iones de sodio y potasio (desde luego, como comprenderemos, desequilibrado) es creado por un mecanismo fisiológico especial en la membrana, el cual se denomina bomba sódica.*

De esta descripción superficial se hace evidente que incluso en estado de tranquilidad, *es decir, en un estado de estabilidad, el nervio se encuentra lejos del equilibrio en el sentido termodinámico. Todo lo contrario, la bomba sódica lo pone a punto, listo para dejar pasar el impulso. Debido a una desigual concentración de iones en el nervio y en el plasma que le rodea, en la membrana surge un pequeño potencial eléctrico negativo, alrededor de 60 milivoltios.*

Dejemos pasar por el nervio un corto impulso de corriente eléctrica. Si el impulso es pequeño, entonces el potencial se balanceará ligeramente hacia el lado positivo y regresará a su valor inicial. Pero si el impulso es lo suficientemente grande, entonces por el nervio correrá una onda "propia": los iones de sodio se precipitarán hacia el interior del nervio y el flujo de iones de potasio, con algún retraso, hacia afuera del mismo. Pasadas algunas milésimas de segundo, el potencial eléctrico se convertirá en positivo, luego gradualmente disminuirá hasta su valor inicial, seguirá disminuyendo y después regresará definitivamente a su magnitud original. En la última etapa, dentro de la membrana, empezará a funcionar la bomba de potasio; ella expulsará del nervio los iones de sodio y absorberá de nuevo los iones de potasio.

Cómo están organizados y cómo funcionan las bombas moleculares en la membrana del nervio, hasta el presente no está completamente aclarado. Solo está claro que el nervio actúa como un sistema autooscilador con parámetros distribuidos: existe un medio "madurado", *puesto a punto, hay un mecanismo de propagación de la onda de excitación (el traslado de los iones en ambas direcciones a través de la membrana) y finalmente, hay un periodo de*

restablecimiento de las propiedades del medio (periodo de *insensibilidad de éste, refractario a causa de la inercia en la restitución del estado inicial*). Todas estas circunstancias se tienen en cuenta, cuando se construye el modelo matemático de la propagación del impulso nervioso. La determinación de las características eléctricas del nervio: capacidad, resistencia, flujo iónico y otras, permite a su vez llevar el cálculo matemático "hasta el número", posible de comparar con los datos experimentales.

Desde luego, todo esto no es muy simple. Es suficiente recordar que en el nervio no se origina la onda de excitación mientras el impulso, dirigido a éste (no tiene importancia si es de origen natural o artificial), sea demasiado pequeño. En este sentido el nervio se diferencia esencialmente del cable eléctrico: la propagación de ondas por el nervio posee cierto límite. Además, como es sabido, los filamentos nerviosos son heterogéneos en toda su longitud; a lo largo del nervio, a cierta distancia unos de otros, hay estrechamientos (denominados interceptores de Ranvier). Los filamentos nerviosos o bien se bifurcan, o bien, al contrario, se juntan varios entre sí y en el cerebro, en general, forman una red de una complejidad inconcebible.

¿Cómo se comportan las ondas de excitación en filamentos aislados, al encontrarse unas con otras y al desviarse de uno por varios filamentos, cómo extinguen ellas, intensifican y, en general, transforman las unas a las otras (no olvidemos que éstas son ondas exclusivamente no lineales)? Se puede ver el resultado de la interacción de las ondas, digamos, en el electroencefalograma, pero comprender esto detalladamente, hoy en día, todavía no podemos. Toda nuestra esperanza se centra en el experimento matemático, en el cual potentes computadoras solucionan las ecuaciones de propagación de los impulsos nerviosos en las condiciones dadas que apenas, muy remotamente, recuerdan las complejas condiciones reales.

En este momento llegan las nuevas ideas. Los científicos, observando las alteraciones de la memoria o, al contrario, su estabilidad, *incluso teniendo amplias afecciones cerebrales*, comienzan a sospechar que la memoria recuerda algo el holograma. Igual que en cada fragmento del holograma, incluso en uno pequeño se encuentra fijada la "imagen" de toda la escena que cae dentro de nuestro campo visual, de la misma manera la memoria no se concentra en una sola parte del cerebro, sino, al parecer, es "dispersada" por muchas de sus células nerviosas. Es más, hubiera sido mejor no hablar de dispersión, sino que, al contrario, sobre un estado coherente coordinado único de todas las células cerebrales.

Y cada vez quedan menos dudas acerca de que este trabajo coordinado de las células nerviosas del cerebro es una huella de la sincronización de aquellas autoondas que se propagan por los filamentos nerviosos. Repetimos que los científicos todavía están muy lejos de poder dar una imagen físico-química completa del funcionamiento de los filamentos nerviosos, y aún menos hablar sobre la enorme concentración de estos filamentos en el cerebro. Pero puede darse el caso de que ellos estén considerablemente más cerca de la construcción de tal modelo matemático de la propagación de los impulsos nerviosos, el cual permita simular las peculiaridades fundamentales de la propagación e interacción de las ondas. El conocimiento de estas peculiaridades nos permitirá comprender, aunque sea en sus rasgos más generales, nada menos que la "fisiología nerviosa" del pensamiento.

La construcción de semejante modelo, desde luego, es extraordinariamente complicada no sólo desde el punto de vista ideológico, sino también desde el del cómputo. De esto es fácil convencerse, recordando el "problema del semáforo", al controlar los flujos de transporte. La carretera puede compararse con el filamento nervioso; las primeras dificultades reales surgen cuando se hace necesario regular, de forma óptima, varios flujos en las arterias que se cruzan, sobre todo si éstas tienen diferentes anchuras y estado de la calzada, diferente intensidad de tráfico en determinados períodos del día y estaciones del año, etc. Y ahora ¡imagínese que tal problema debe solucionarse simultáneamente para muchos cientos de cruces de calles dentro de una gran ciudad! Y con todo eso, es mucho más fácil resolverlo que describir el trabajo del cerebro con sus billones de células nerviosas y "arterias de transporte", los filamentos nerviosos.

El mismo flujo de transporte puede examinarse no solamente como una fuente de analogía con el filamento nervioso. Él representa el medio, dentro del cual se propaga un tipo especial de ondas. A diferencia de las ondas químicas de concentración, esta variedad se denomina ondas de densidad y, desde luego, además recuerda las ondas acústicas, en las cuales se produce la compresión y rarificación del medio y la correspondiente variación de la presión. Pero al mismo tiempo las ondas del transporte, sin duda, no son una analogía total de las ondas acústicas: en éstas, por ejemplo, por presión puede entenderse tal vez la "presión de las circunstancias", la principal de las cuales es la ausencia precisa del deseo de chocar con el vehículo que va delante.

El conocimiento de las ondas de densidad permitió solucionar un problema que nos intrigaba. A diferencia de los flujos de transporte, éste se refiere no tanto a un movimiento terrenal, como a uno de

escala galáctica. Durante muchos años los astrónomos sin éxito intentaron comprender el origen de las llamadas mangas espirales, una bella particularidad de la imagen de muchas de las galaxias que observamos. El aspecto de las galaxias espirales nos sugiere la idea de que ellas giran como un molinete. Tal representación, en gran medida, se corrobora por las mediciones de la velocidad y la dirección de los movimientos en algunas partes de las galaxias.

Puede pensarse que ellas se formaron de gigantescas nubes gaseosas, mediante una gradual compresión gravitacional y calentamiento. La nube gaseosa tenía una rotación inicial, luego la rotación pasó, "por herencia", a la galaxia (de la mecánica es sabido que el momento de la cantidad de movimiento no puede desaparecer). Debido a su rotación, la galaxia, poco a poco, se aplanaba y de ella, también gradualmente, fueron desenrollándose las mangas espirales.

Algo parecido puede observarse, al revolver con una cucharilla la leche en una taza. Pero esta misma observación demuestra que dentro de algunas rotaciones las espirales se desenrollarán por completo y desaparecerán. En otras palabras, las espirales son formaciones inestables, por eso después de algunas rotaciones de las galaxias, éstas deben transformarse por completo en un anillo por la periferia de las galaxias. Entre tanto las galaxias, incluyendo la nuestra, realizaron ya decenas de rotaciones y las espirales no dan ningún indicio de desaparición. La galaxia espiral, es la forma más difundida de acumulaciones de estrellas en el Universo y se comprende el por qué los astrónomos manifestaron gran interés hacia el enigma de la estabilidad de las mangas espirales.

A los astrónomos les intrigó además otra circunstancia enigmática. En las mangas espirales se descubrieron muchas estrellas jóvenes muy brillantes. Puesto que cada una de tales estrellas no puede *alumbrar con mucho brillo durante mucho tiempo, esto significa que* el número de éstas en las mangas se repone constantemente. Tanto la juventud de las estrellas como la inestabilidad de la rotación *demuestran que la vida de las mangas puede durar solamente unos millones de años.* Esto está en evidente contradicción con la duración de las galaxias espirales, que es por lo menos de cientos de millones de años.

Pero a finales de los años 60 los astrofísicos norteamericanos Lin y Shou expresaron una idea paradójica de que las mangas espirales no son formaciones materiales, sino... *ondas de densidad de sustancia galáctica que recorren la galaxia.* Para comprender lo disparatado de esta idea, es necesario recordar que para la existencia de las ondas es *menester la acción de, por lo menos, dos fuerzas: una, que saque el*

medio del estado primitivo (por ejemplo, del estado de equilibrio), otra, que lo vuelva a este estado.

La presencia de la primera, es decir, de la fuerza gravitacional, en las galaxias es evidente. La segunda fuerza podría ser una presión de oposición, como la que tiene lugar en los líquidos o dentro de las propias estrellas. ¡Pero las estrellas en la galaxia no ejercen prácticamente ninguna presión una sobre otra! Y de todos modos Lin y Shou encontraron, si no la misma presión, por lo menos la pseudopresión: en la galaxia en rotación sobre las estrellas actúa una fuerza centrífuga que se opone a la fuerza de atracción de las estrellas hacia el centro de la galaxia. Sabiendo la velocidad de rotación de la galaxia, la velocidad del movimiento y la masa de las estrellas, esta fuerza puede calcularse. Y después, considerando las estrellas como elementos de un medio continuo, es posible calcular y simular el comportamiento de la galaxia durante la rotación. El resultado de tal simulación puede verse en la fig. 65 y no requiere comentarios especiales: aparecieron las mangas.

Pero de todas las maneras haremos algunos comentarios. El cálculo, hecho por una computadora, cuyos resultados muestra la fig. 65, corresponde a una temperatura del medio galáctico lo suficientemente baja, cuando probablemente todavía no había comenzado la formación de las estrellas a partir de la nube gaseosa. Las espirales no siempre se componen de los mismos elementos; las estrellas y el gas interestelares atraviesan las espirales. Cuando el gas

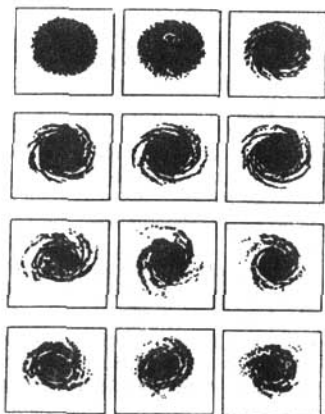


FIG. 65. Gráficos de propagación de las ondas de densidad, simulada en computadora, en la galaxia, que conduce a la aparición de las mangas espirales

da en el máximo de la onda de densidad, se comprime hasta tal grado, que a partir del mismo puede comenzar la formación de estrellas.

Así quedó totalmente claro el por qué en las mangas espirales hay muchas estrellas jóvenes y brillantes, y el por qué ellas se forman. Hace tiempo que fue advertido que hacia las mangas gravitan las nubes de polvo interestelar y gas, este material de construcción de las estrellas. Si dibujamos el mapa de distribución de la densidad de las nubes, obtenida de las observaciones radioastronómicas, las líneas de igual densidad también tendrán aspecto de espirales. La coincidencia de las espirales estelares con las gaseosas, que de un modo evidente se aprecia en la fig. 66, confirma la admirable idea sobre las ondas de densidad en las galaxias.

Las ondas de densidad son verdaderamente omnipresentes. Con su ayuda se pueden describir los cambios que sufren los ciclones y anticiclones, lo cual determina la diversidad del tiempo en distintas regiones del globo terráqueo, las ondas del número de poblaciones de los diferentes tipos de animales en diversos periodos y muchos otros procesos físicos y biológicos.

Hoy, de un modo preciso, ya se observan los principales factores, que hacen los sistemas, digamos, la atmósfera o comunidad de animales, del estado inicial y que los hacen regresar a este estado o que los trasladan a nuevos estados estables. Otra vez subrayamos

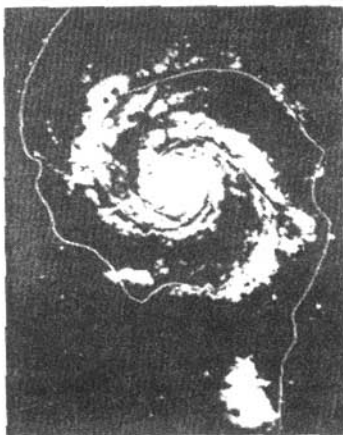


FIG. 66. Comparación de las mangas espirales estelar y gaseosa en la galaxia. Los datos acerca del gas, mostrados con una línea espiral blanca, fueron obtenidos de las observaciones radioastronómicas

que si a estos estados puede llamárseles equiponderables, es solamente en el sentido que en ellos los sistemas se encuentran en un estado de equilibrio dinámico con el medio ambiente. En otras palabras, a diferencia del equilibrio termodinámico "muerto", cuando el sistema se separaba totalmente del ambiente que lo rodeaba, en el equilibrio dinámico "vivo" el sistema, *percibe activamente el estado del medio ambiente* y procura adaptarse a todas sus modificaciones.

El equilibrio dinámico, aún para una existencia no muy prolongada, debe ser lo suficientemente estable, para que el sistema no se deshaga a causa de cualquier cambio casual o pequeño de su ambiente. Por lo tanto, tales estados de estabilidad poseen umbral, el cual fue mencionado cuando hablábamos sobre el surgimiento del impulso nervioso. Tras el límite de influencia del ambiente comenzará una adaptación del sistema a nuevas circunstancias mediante el paso de éste a un nuevo estado de estabilidad.

Para nuestra conversación lo esencial es que este paso tiene un carácter de propagación de ondas. A menudo no importa, si la acción exterior es breve o prolongada, si posee un carácter constante o periódico. Las ondas, que surgen en un sistema, se comportan como si no se acordaran de su origen y se guiaran solamente por las propiedades del sistema en el cual se propagan.

Sobre la existencia de semejantes límites hablan otros dos fenómenos, de los cuales hablaremos a continuación. Hablando en rigor, "no son exactamente" ondas, sino estructuras, periódicas en el espacio, pero no en el tiempo. Con las ondas, sobre las que hablamos anteriormente, les asemeja un mecanismo común único de desarrollo (para justificarnos podríamos añadir que las ondas estacionarias tampoco se muestran como tales, sino como ondas periódicas en el espacio). Se trata de las células de Benard y los torbellinos de Taylor.

En el año 1900 el físico francés G. Benard realizó el siguiente ensayo. El vertió un líquido en un pequeño recipiente con un fondo

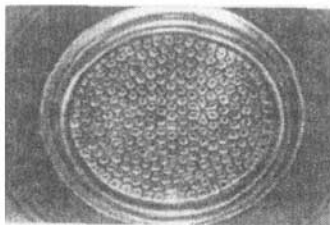


FIG. 67. Células de Benard

horizontal plano y comenzó a calentarlo uniformemente por debajo. Como era de esperar, en el fondo se formó una capa de líquido de menor densidad, la cual debería subir a la superficie, y en sustitución de ésta deberían descender las capas más frías, es decir, debería haberse originado la *convección*, debido a la cual en general se logra calentar el agua en una tetera o asegurar una temperatura igual en una habitación. Sin embargo, incrementado gradualmente la velocidad de calentamiento, es decir, la diferencia de temperaturas entre las capas inferior y exterior del líquido, Benard descubrió inesperadamente que el líquido se desintegraba en células aisladas (fig. 67), con la particularidad de que la mayoría de ellas tenía forma hexaédrica. (Precisamente hexaédrica y no hexagonal, ya que las células representaban pequeñas columnas prismáticas de líquido que se extendían desde la superficie hasta el fondo del recipiente.)

El líquido en las columnas, naturalmente, no se mantenía inmóvil, en él aparecían torbellinos verticales: o ascendía por el centro de la célula y descendía por sus extremos (cuando la viscosidad del líquido disminuía con el incremento de la temperatura), o, viceversa, descendía por el centro de la célula y ascendía por los extremos (cuando la viscosidad aumentaba con la subida de la temperatura). Tal imagen de la convección se observaba en un intervalo bastante amplio de diferencias de temperaturas. A mayores diferencias las células de Benard desaparecían y dentro del líquido se establecía una convección turbulenta.

¿Por qué originariamente en un medio completamente homogéneo de pronto surgió un movimiento regulado, y por qué tomó la forma de células hexaédricas? Ahora, por lo menos en principio, estamos en condiciones de comprenderlo. En el líquido transcurren dos procesos fundamentales: la energía que llega se consume en superar la fuerza de fricción, es decir, la viscosidad del líquido, mientras que las fuerzas que empujan la capa más débil aumentan la reserva de energía interior en el líquido. En el mismo momento, cuando entre el consumo y la adquisición de energía se establece el equilibrio, se produce la inestabilidad del líquido y se originan las células.

De este modo, ante nosotros tenemos un típico sistema abierto, en el cual se disipa la energía, sistema disipativo. En él se originan oscilaciones de diversas formas, entre las cuales comienza una competencia, a causa de lo cual "sobreviven" preferiblemente aquellas formas de oscilaciones que conllevan al surgimiento de células hexaédricas. (Esta última circunstancia se logró demostrar no hace mucho mediante el cálculo de la interacción de ondas no lineales; antes la teoría admitía cualquier forma de células.)

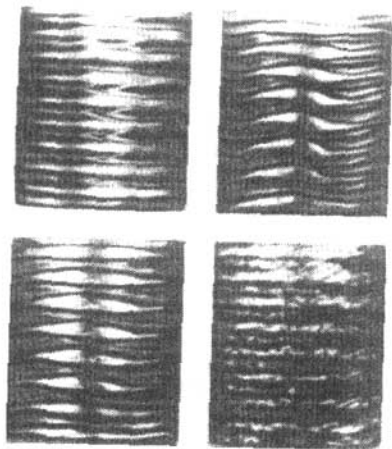
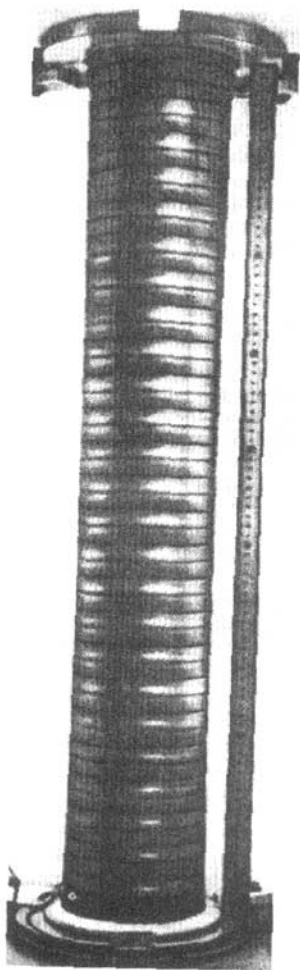


FIG. 69. Destrucción de los torbellinos de Taylor durante el aumento de la velocidad de rotación del líquido

FIG. 68. Torbellinos de Taylor

Un mecanismo físico análogo –sin duda común y no concreto– poseen también los torbellinos, descubiertos por el científico inglés J. Taylor en el año 1923. Si se vierte líquido entre dos cilindros concéntricos y se pone el cilindro interior en rotación, entonces, al alcanzar éste cierta velocidad de rotación, la columna de líquido inesperadamente se rompe en segmentos aislados (fig. 68). Los segmentos pueden hacerse claramente visibles con ayuda de pequeñas partículas de pintura.

El movimiento del líquido en los segmentos es complejo: el líquido se mueve hacia afuera por la sección que se ve como una franja estrecha oscura y hacia adentro por la sección que divide los segmentos separados, con la particularidad de que en los segmentos adyacentes los movimientos van en direcciones contrarias. Además, el líquido participa en un movimiento giratorio, el cual es excitado por el cilindro interior.

Esta imagen de torbellinos se conserva invariable hasta el momento en que la velocidad de rotación del cilindro supere aproximadamente en cinco veces la de la formación de torbellinos separados en capas. Luego comienza una desintegración gradual de los torbellinos: sobre ellos aparecen ondas flexionadas, cada vez más altas, hasta que finalmente se forma un flujo turbulento (fig. 69). Señalemos además que la imagen de torbellinos de Taylor en unas mismas condiciones viene dada de una manera “no rígida”: por toda la altura de la columna de líquido pueden originarse diferente número de torbellinos.

Tanto en los torbellinos de Taylor, como en las células de Benard, observamos prácticamente el mismo comportamiento que en el sistema inicialmente homogéneo. La influencia exterior sobre tal sistema, incluso si está lo suficientemente ordenada (el flujo vertical de energía en las células y horizontal en los torbellinos), hasta cierto momento deja “insensible” el sistema. Luego inesperadamente (pero ¡no de repente!) en el sistema, hasta entonces homogéneo, surge espontáneamente cierta organización espacial (las células o los torbellinos en nuestros ejemplos, con regularidad dispuestos periódicamente en el espacio). Con el ulterior aumento de la influencia exterior, esta organización se mantiene en cierto diapason de influencia, después poco a poco se relaja y por fin desaparece totalmente, sustituyéndose por el caos.

Verdad es que el caos final no recuerda al inicial, el movimiento desordenado turbulento se diferencia del estado de reposo, el caos se trasladó desde el nivel de un movimiento de moléculas independientes al de elementos aislados de un medio continuo.

El surgimiento de torbellinos regulares y estables en un líquido en rotación puede observarse también en otras condiciones. Este

fenómeno fue demostrado recientemente por el científico soviético A. M. Obujov y sus colaboradores, los cuales realizaron un experimento haciendo girar una fina capa de líquido en un recipiente parecido a una sartén. A diferencia del experimento de Taylor, el líquido se ponía en rotación no por medio del giro del recipiente, sino por una fuerza electromagnética. Para esto fue tomado un líquido electroconductor (una solución de caparrosa azul), y debajo del fondo de la sartén fueron colocados varios imanes de forma circular con los polos al encuentro unos de otros. Para hacer visible el movimiento de líquido, en él se vierten limaduras aluminicas. La fuerza que pone en movimiento al líquido podría regularse, variando la corriente que pasa a través del líquido en dirección desde el centro hacia los extremos de la sartén.

Al comienzo, mientras la velocidad era escasa, no se observaba nada particularmente interesante. El líquido se dividía en cinturones concéntricos y, entre los cinturones adyacentes, en correspondencia con los signos contrarios del campo magnético, la rotación transcurría en direcciones opuestas. Pero luego, al aumentar la velocidad y alcanzar cierto valor crítico, en el líquido repentinamente

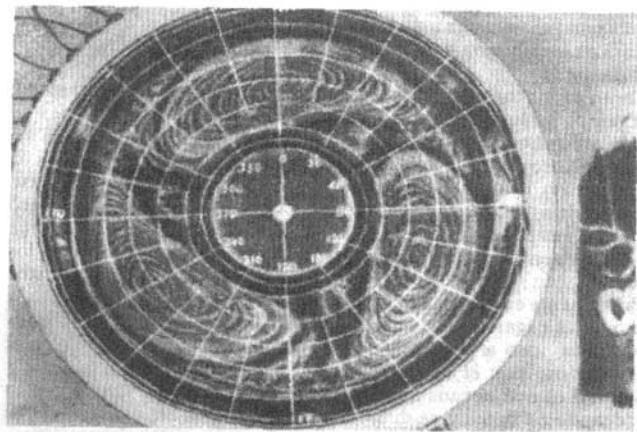


FIG. 70. Cuadro de torbellinos que surgen con determinada velocidad de rotación del líquido en un recipiente poco profundo

aparecían tres grandes torbellinos, distribuidos simétricamente, y entre ellos, tres pequeños torbellinos (fig. 70).

Los torbellinos se mantenían estables dentro de un diapasón suficientemente amplio de velocidades de rotación del líquido. (Señalemos que, igual que en el experimento de Taylor, el número de torbellinos está dado de una manera "poco rígida": en el recipiente circular puede formarse un número mayor de torbellinos.)

Este experimento y los resultados obtenidos no sólo tienen una significación científica. Los meteorólogos, ya hace tiempo, advirtieron que en la atmósfera terrestre existen movimientos de torbellinos de gran magnitud, denominados ciclones. En esencia el cambio de ciclones por anticiclones determina el tiempo en el globo terráqueo. Cuando los primeros satélites artificiales traspasaron los límites de la atmósfera, las fotos obtenidas por ellos convirtieron las conjeturas de los meteorólogos en realidad: en las fotografías se vieron claramente los gigantescos torbellinos aéreos, "revelados" por las nubes.

Es bien conocido que los vientos son provocados por un calentamiento desigual de la atmósfera por los rayos solares. Pero incluso hoy no todo está muy claro, cómo se "organizan" los vientos en ciclones. La atmósfera es extraordinariamente fina, su capa "meteorológica" tiene una altura apenas de diez kilómetros, teniendo al mismo tiempo una extensión en muchos miles de kilómetros. En esencia ella tiene el aspecto de una sartén poco profunda y el experimento de A. M. Obujov demostró de un modo evidente que la formación en ella de grandes torbellinos puede simularse y estudiarse en la mesa del laboratorio.

Verdad es que, a diferencia del líquido en el experimento, la atmósfera no es plana y gira junto con el globo terráqueo, de manera que surge la fuerza de Coriolis. Esta fuerza, como es sabido, obliga a los vientos cambiar su dirección, pero, desde luego, no es el motivo de la formación de los ciclones. Sin embargo, la condición de la insignificancia relativa de la fuerza de Coriolis, por lo visto, no se cumple en todas partes.

Así pues, ya hace más de trescientos años que se conoce que la atmósfera de Júpiter posee un aspecto "rayado" y que tiene además otra remarcable particularidad, la llamada mancha roja de prolongada existencia. Recientemente, desde la nave interplanetaria norteamericana "Voyager", se lograron obtener fotografías detalladas de la atmósfera de este planeta. Resultó, efectivamente, que la atmósfera de Júpiter se divide en multitud de cinturones latitudinales, entre los cuales se encuentran dispuestas franjas de torbellinos. La mancha roja resultó ser un gran torbellino.

El cálculo permitió presuponer que la ausencia casi total de torbellinos (analogías de los ciclones terrestres) en la atmósfera de Júpiter puede atribuirse precisamente a la acción de la fuerza de Coriolis, muy grande en este gigante planeta. Es interesante además que la mancha roja se puede interpretar como una enorme onda solitaria bidimensional. Esto indica sobre la naturaleza ondulatoria de la reestructuración, autoorganización del flujo de gases y líquidos en determinadas condiciones de su movimiento.

Y de nuevo nos encontramos con un fenómeno muy interesante, el surgimiento del orden a partir del desorden, la autoorganización de la materia.

Los científicos de las más diversas especialidades, físicos, químicos, biólogos, matemáticos e incluso sociólogos, atacan hoy muy activamente este problema. Y, al leer este capítulo, puede comprenderse mejor que es lo que aúna a estos investigadores tan diferentes.

Fenómenos tan disímiles, como, por ejemplo, las olas en el líquido o los impulsos nerviosos, pueden ser descritos en el idioma de unos pocos modelos matemáticos comunes. La comprobación de la exactitud de los modelos y su precisión en caso de necesidad, la búsqueda del sentido y la significación concreta de las magnitudes y parámetros que entran en las ecuaciones de los modelos es asunto de los especialistas en las distintas esferas del conocimiento. También es asunto de éstos la búsqueda del significado de las soluciones encontradas.

Naturalmente, estas soluciones pertenecen a las propiedades más generales de los sistemas, pero precisamente por la búsqueda de tales propiedades comienza la investigación cuantitativa en cualquier esfera de la ciencia.

Y lo que hoy en día se sabe de estas investigaciones, permite emitir algunas ideas generales, relacionadas con el tema de este libro.

Los procesos que transcurren en muchos sistemas muertos y vivos, con frecuencia poseen carácter ondulatorio. Este carácter posee también la transición del caos al orden, la autoorganización de sistemas, así como el proceso de reestructuración de éstos bajo la influencia de factores externos para alcanzar una organización nueva más estable, mejor adaptada a las condiciones exteriores variables.

Parece que todo el proceso de evolución de la materia, desde las nubes gaseosas hasta las galaxias y estrellas, desde el primitivo océano terrestre hasta los organismos vivos, desde nuestro retatarabuelo hasta la sociedad moderna va acompañado de tales o cuales procesos ondulatorios.

De manera que no está excluido que, si este libro tiene la suerte de ser reeditado en un futuro no muy lejano, el título de su último

capítulo tendrá que ser sustituido. La ciencia sobre la auto-organización de los sistemas, denominada sinérgica, se desarrolla muy rápido y las ondas singulares pierden con la misma rapidez su singularidad, tanto entre los científicos, como entre el gran público.

Y hasta el propio libro probablemente deberá intitularse de otra manera. La química y la biología en unión con la física y la matemática, tal vez, persuadirán a muchos de nuestros lectores que las ondas existen no solamente a nuestro alrededor, sino en nosotros mismos, y puede decirse así: siempre y en todo nos acompañan.

Y todo comenzó cuando alguien prestó atención a la regularidad del oleaje marino junto a la orilla u observó atentamente cómo corren las ondas, surgidas de la caída de una piedra en un charco...

En el año 1984 Mir publica

Langue V.

PARADOJAS Y SOFISMAS FÍSICOS

En el libro se muestran problemas recreativos, paradojas y sofismas, que difieren entre sí por la temática y por el grado de complejidad. Ellos comprenden todas las partes de la física: mecánica, térmica y molecular, eléctrica y magnética, óptica y estructura del átomo.

¿Hacia qué lado debe volcar un automóvil ante un viraje brusco? ¿Son posibles las olas transversales en los líquidos? ¿Alcanzan a llegar al fondo los barcos hundidos? ¿Puede uno quemarse con el hielo y fundir el estaño en agua caliente? ¿Es correcta la ley de Coulon? ¿Por qué existe el arco iris? ¿Cómo se generan los rayos cósmicos? A estas y muchas otras preguntas hallará respuesta el lector en esta obra. El autor también expone acerca de la paradoja de los motores propulsores de los cohetes, del enigma de los fenómenos capilares, de las paradojas de la palanca, de las reacciones atómicas, etc.

El libro está dirigido a un amplio círculo de lectores.